

**ZUR MORPHOLOGIE
DES SÜDLICHEN RANDGEBIETES
DER LUXEMBURGER ARDENNEN**

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II

DER

UNIVERSITÄT ZÜRICH

VON

MAX STEFFEN

AUS WINTERTHUR

BEGUTACHTET VON HERRN
PROF. DR. HANS BOESCH

ZÜRICH 1951

ZUR MORPHOLOGIE DES SÜDLICHEN RANDGEBIETES DER LUXEMBURGER ARDENNEN

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II

DER

UNIVERSITÄT ZÜRICH

VON

MAX STEFFEN

AUS WINTERTHUR

BEGUTACHTET VON HERRN
PROF. DR. HANS BOESCH

ZÜRICH 1951



Erscheint als Band VIII der Veröffentlichungen des Geologischen Dienstes von Luxemburg.

HERRN DR. M. LUCIUS

GEOLOGE

LUXEMBURG

GEWIDMET.

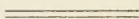


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507217_0025

VORWORT.

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Dr. M. Lucius, Geologe, aus Luxemburg, dem ich für seine tatkräftige Unterstützung, seine wertvollen Anregungen und Hinweise, sowie für die Durchsicht des Manuskriptes zu grossem Dank verpflichtet bin. In den Dank eingeschlossen ist mein geschätzter Lehrer in Geographie an der Universität Zürich, Herr Prof. Dr. H. Bösch, unter dessen Leitung die Auswertung der Feldaufnahmen erfolgte, sowie alle die vielen freundlichen Leute im Luxemburger Land, die mir in irgend einer Form bei meiner Arbeit behilflich waren.



II. GEOLOGISCHER UEBERBLICK

Die geologische Karte von Luxemburg (34) und die « Beiträge zur Geologie von Luxemburg » (18, 22 und 23) von M. Lucius, für das betrachtete Gebiet besonders Band III, geben detaillierte und auf neuesten, sorgfältigen Untersuchungen beruhende Auskünfte über die geologischen Verhältnisse des Arbeitsgebietes, sodass wir uns hier auf einen kurzen Ueberblick beschränken können.

Im Norden haben wir den aus unterdevonischen Schichten aufgebauten Rumpf des hercynischen Gebirgszuges der Ardennen, im Süden die mesozoischen Ablagerungen des Luxemburg-Trierer Sedimentationsraumes.

Der hercynische Gebirgsumpf umfasst an seinem Südrand die Siegen- und Ems-Stufe des untern Devons und besteht vorwiegend aus Schiefern, Quarzsandsteinen und Quarzophylladen, die von Quarzgängen durchsetzt sind. Sie werden südlich der Linie Roodt bei Ell — Folscheid — Wahl — Dellen — Windhof — Kippenhof — Scheuerhof bei Vianden von mesozoischen Schichten überdeckt, die östlich Folscheid die Serien vom Buntsandstein bis zum Lias (Luxemburger Sandstein), westlich davon diejenigen des Muschelkalkes und Keupers umfassen.

M. Lucius (18, p. 238 ff.) kommt aus dem Studium der faziellen Verhältnisse der Trias am Südrand des Oeslings zu folgenden Schlüssen :

Die sogenannten isotopischen Linien, d. h. die Verbindungslinien gleichaltriger Ablagerungen, die in gleicher Fazies ausgebildet sind, verlaufen in der Trias am Südrand des Oeslings in der Nord-Süd-Richtung. Von Osten nach Westen sind kräftig betonte fazielle Unterschiede im Sinne einer Zunahme der ufernahen Merkmale, sowie einer Reduktion der Schichtmächtigkeit bemerkbar. Da die isotopischen Linien im grossen ganzen den Uferlinien parallel verlaufen, müssen sich die letzteren ebenfalls in Nord-Süd-Richtung erstreckt haben, d. h. die Triastransgressionen sind von Osten gegen das westliche Festland vorgestossen. Der heutige WSW—ENE verlaufende Rand der Trias gegen das Oesling ist also ein Erosionsrand.

III. PROBLEMSTELLUNG UND ERGEBNISSE BISHERIGER MORPHOLOGISCHER ARBEITEN.

Aus den topographischen und geologischen Verhältnissen am Luxemburger Ardennenrand ergeben sich verschiedene morphologische Probleme, die anhand eines Querprofils kurz dargestellt werden können.

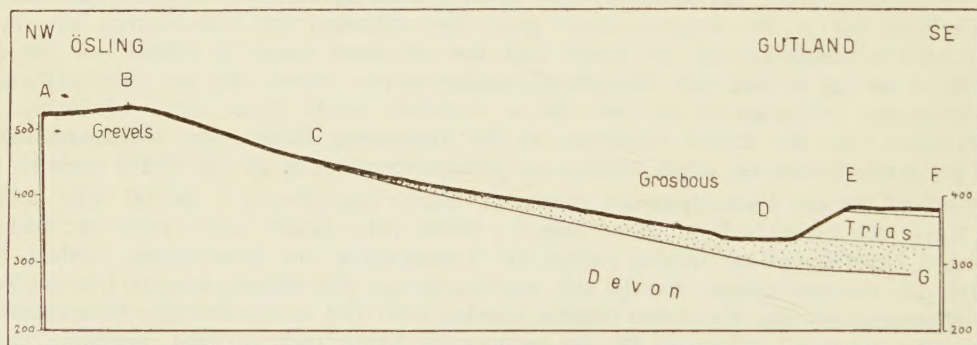


Fig. 1. Querschnitt durch die Fallzone bei Grosbous.

Wie dieses Profil zeigt, lassen sich im hercynischen Rumpfgebirge drei verschiedene Oberflächenzonen auseinanderhalten :

1. C—G die fossile Rumpffläche, eingedeckt mit Triasablagerungen.
2. B—C die mit 3—6% einfallende Devonoberfläche.
3. A—B die annähernd horizontale Oeslinghochfläche, die in einer Randkulmination (B) endet.

In der an den Ardennenrand angrenzenden Zone des Mesozoikums sollen untersucht werden :

1. E—F die über das Gutland hinziehende Oberfläche.
2. C—D die Denudationsfläche, die im allgemeinen über das Basalkonglomerat streicht.
3. D die WSW—ENE gerichtete Entwässerungsrinne von Attert, Wark und Sauer mit Flussterrassen.

Die vorliegende Arbeit wird sich also im wesentlichen mit den Vorgängen, die zur Bildung dieser Oberflächenzonen geführt haben, sowie mit deren Altersbestimmung zu befassen haben. Eine Lösung dieser Probleme würde aber nicht nur die Entstehung der Oeslinger Randzone erklären, sondern wesentliche Hinweise für die vieldiskutierte Datierung der gesamten Ardennenhochfläche bieten. Die Morphologen haben daher der Randzone der Ardennen wie auch der benachbarten Eifel von jeher grösste Aufmerksamkeit geschenkt. Unter den Arbeiten über luxemburgisches Gebiet sind als wichtigste diejenigen des Geographen G. Baeckeroot und des Geologen M. Lucius zu nennen. Sie seien im folgenden kurz zusammengefasst.

G. Baeckeroot geht in seinem Werk « Oesling et Gutland » (5) vom Flussnetz des Luxemburger Landes aus, das er als epigenetisch (*surimposé*) bezeichnet. Die epigenetische Entstehungsweise eines Flusslaufes setzt aber eine einheitliche Bedeckung sowohl des Oeslings, als auch des Gutlandes voraus. Er sieht die Reste dieser Bedeckung nördlich der Ardennen im Schwemmkegel der Maas (*cône alluvial de la Meuse*), südlich in den sogenannten Warkschottern (*cailloutis de la Wark*), die er ins Pliozän stellt. Diese Schotter sollen im Bereich des epigenetischen Warklaufes bis zur Kote 520 m gereicht, also mehrere hundert Meter Mächtigkeit umfasst haben. Baeckeroot stellt auch die Schotter, welche die Trias nördlich der Attert und im Westen alle jüngeren mesozoischen Schichten stellenweise überlagern in dasselbe Alter. Diese pliozänen Schotter hätten ehemals das ganze Ardennermassiv und seine mesozoischen Umhüllungen einheitlich bedeckt und so die Anlagemöglichkeit für das heutige Flussnetz geboten. Hierauf hätten sich zyklische Erosionsniveaus herausgebildet, die horizontale Oeslinghochfläche (*surface de l'Oesling*) in 500 m, das « Niveau du Gutland » in 400 m und ein Niveau um 300 m, die alle absolut horizontal ineinandergeschachtelt vom Gutland aus fingerförmig in die Täler des Oeslings reichen und am Oeslingrand (*dépression périphérique*) als horizontale Bänke in den Warkschottern aufsitzen. Sie müssen somit jünger als diese Schotter sein ; G. Baeckeroot stellt sie ins obere Pliozän. Die von der Oeslinghochfläche gegen SSE einfallende Zone identifiziert er mit der prätriadischen Rumpffläche, die in den obern Regionen freigelegt ist, gegen Süden aber unter den Warkschottern und schliesslich unter der Trias durchzieht. Sie wird von der jüngeren Oeslinghochfläche unter einem flachen Winkel geschnitten und ist an einigen Stellen (z. B. beim Kippenhof nach Fig. 9, Lit. 5) von der 400 m-Fläche unterbrochen.

M. Lucius (« Ueber das Alter der Oeslinger Rumpffläche », Lit. 16) geht bei seinen Ueberlegungen von den eigenen geologischen Aufnahmen aus. Das Randgebiet der Luxemburger Trias liegt im Bereich einer flexurartigen Aufbiegung. Ihre Achse verläuft in WSW—ENE-Richtung ungefähr über Obercolpach — Pratz — Grosbous — Niederfeulen — « Thal » nördlich Warken — nördlich Erpeldingen — Bastendorf — südlich Fouhren und Bettel. (Siehe : « Tektonische Uebersichtskarte des Gutlandes » in Lit. 20). Südlich dieser Achse beträgt das SSE-Fallen der Triasschichten und zugleich auch der Grenzfläche Devon-Buntsandstein 1—3°, nördlich davon 3—9°. Von Erpeldingen aus zieht ein Südflügel der Flexur gegen Osten über Gilsdorf — Mestroff gegen Wallendorf. Die Flexurachse verläuft aber nicht horizontal, sie ist von flachen, kurzen Quermulden und -sätteln leicht gewellt.

Die freigelegte Rumpffläche über dem Buntsandsteinrand hat annähernd dieselbe Neigung, wie die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins, ist also ihre direkte Fortsetzung, d. h. die wenig veränderte prätriadische Landoberfläche.

Nach den faziellen Verhältnissen des nördlichen Triasrandes müssen die Triasschichten ursprünglich auch das Oesling überdeckt haben. Durch eine differenzielle Aufwärtsbewegung en bloc, deren Scharnier die Randzone (im Bereich unserer Fallzone) bildet, wurde das Oesling stärker herausgehoben als das Gutland, wodurch im ersteren eine kräftigere Erosion einsetzte, sodass die jüngere, diskordant aufliegende Bedeckung abgetragen und die alte Rumpffläche wieder freigelegt wurde, während im Gutland ein grosser Teil der mesozoischen Decke erhalten blieb. Zitat bei M. Lucius (20, p. 5) : « Der morphologisch, klimatisch und pflanzengeographisch scharf ausgeprägte Kontrast im Landschaftsbild zwischen Oesling und Gutland beruht eben auf einer jungpliozänen, differenziellen Heraushebung beider Gebiete ».

Während die Abtragung im Oesling die prätriadische Rumpffläche freilegte, schuf sie im Gutland eine Abtragungsfläche, welche über die zahlreichen Einzelerhebungen im Bereich der 400 m Höhenlinie gelegt werden kann.

M. Lucius kommt so zum Schluss, dass Oeslinghochfläche und Randfläche genetisch einer einheitlichen Rumpffläche angehören müssen. Er stellt die tektonische Aufbiegung in die Wende Pliozän-Alt-diluvium ; der heutige Triasrand und die höhere Lage des Oeslings gegenüber dem Gutland sind somit junge morphologische Erscheinungen.

Die beiden genannten Auffassungen unterscheiden sich grundsätzlich in zwei wichtigen Fragen :

1. Reichten die mesozoischen Schichten wesentlich über ihren heutigen Nordrand hinaus und überdeckten das ganze Oesling ?

2. Erfolgt junge tektonische Bewegungen am Südrand des Oeslings ?

Die erste Frage ist durch die neuesten Studien von M. Lucius über die faziellen Verhältnisse der Trias im nördlichen Gutland in bejahendem Sinne weitgehend gelöst, die zweite Frage soll in der vorliegenden Arbeit einen wichtigen Teil unserer Untersuchungen bilden.

B. DIE EINZELNEN FORMELELEMENTE.

I. DIE HOCHFLÄCHEN.

a) Die Oeslinger Rumpffläche.

Blickt man vom Napoleonsgarten, nordwestlich Wahl, gegen Norden (Abb. 1), so hat man die ganze Oeslinghochfläche vor sich. Zu Füßen sinkt sie ganz leicht gegen Heispelt ein, wird dann vom Tal der obern Sauer und ihren Zuflüssen kurz unterbrochen und setzt sich in ganz flachen Wellen fort, die für das Auge mit zunehmender Entfernung immer mehr in die Ebene übergehen, sodass die Horizontlinie beinahe als wagrechte Gerade erscheint (Abb. 1 und 5).

Gegen Süden fällt das Gelände flach zum Gutland hinunter ab. Wir befinden uns also am südlichen Rand der Hochfläche, der sich als schwach betonte topographische Kulmination von WSW gegen ENE über folgende Höhen hinzieht: vom «Langenkiesgen» in ca. 480 m Höhe an der belgischen Grenze über die Kulmination der Strasse Roodt bei Ell-Rambrouch 512 m, über das «Rieseknöpchen» südlich Rambrouch 507 m zum «Oummerbösch» 530 m und wird dann von der Staatsstrasse gefolgt über Napoleonsgarten 550,6 m (höchster Punkt), Grevels 540 m, «Lampertsberg» 508 m, «Hierheck» 491 m, «Biedem» südlich Eschdorf 510 m, Heiderscheid 514 m, «Rannerknap» 509 m, «Höhl» bei Kehmen ca. 495 m zum Napoleonsbaum bei Bourscheid ca. 510 m. In ihrem weiteren Verlauf ist sie nur noch undeutlich ausgeprägt, da sie von den Tälern der Sauer, Blees, Staal, des Hoscheiderbaches und schliesslich der Our unterbrochen ist. Sie ist aber noch deutlich erkennbar im Flehbourberg ca. 480 m, «Ronnebesch» 532 m, Nicolausberg und Laetgesberg 496 m östlich Bivels auf deutscher Seite.

Die Höhenlage der einzelnen Punkte verrät einen unregelmässig wellenförmigen Verlauf in der Vertikalen. Sekundärkulminationen beim Napoleonsgarten, eine kleinere bei Bourscheid und eine letzte am Ronnebesch werden von Senken bei der belgischen Grenze, bei Kehmen, im Bereich der Sauer und der Our abgelöst. Im Horizontalverlauf zeigt die Linie von der belgischen Grenze bis gegen Eschdorf ein SW—NE-Streichen, östlich bis zur Our verläuft sie in WSW—ENE-Richtung. Im Detail zeigt sie wellenförmiges Pendeln um diese allgemeine Richtung.

Die Hochfläche, die sich nördlich dieser Randkulmination ausbreitet, vermittelt beim Betrachten von irgend einem Punkte aus den Eindruck einer weiten, zusammenhängenden, flach gewellten Oberfläche, in Wirklichkeit hat sie aber schon beträchtliche Gebiete der Flusserosion opfern müssen. Im südlichen Oesling sind durchschnittlich nur noch 40—50% der ursprünglich durchgehenden Hochfläche erhalten (siehe Tafel III).

b) Die Fallzone.

Gehen wir wieder zurück auf unseren ersten Aussichtspunkt beim Napoleonsgarten und wenden uns nach Süden, so überblicken wir eine sanft gegen SSE bis zum Tal der Wark bzw. der Attert einfallende Zone, die wir Fallzone nennen wollen. Oestlich der Sauer erstreckt sie sich von der Randkulmination der Oeslinghochfläche bis zu Füßen der nördlichsten Cuestareste des Mesozoikums, d. h. bis zum Nordfuss von Niederberg, Herrenberg und Goldknapp. Sie bildet aber keine schiefe Ebene mit gleichmässiger Neigung, sondern weist wie die Oeslinghochfläche flache Wellen auf, die sich in breiten Verflachungszonen und stellenweise gar in leichten Gegensteigungen bemerkbar machen.

Im oberen Drittel stehen Schiefer des Devons an, dann zieht sie über mesozoische Schichten und schneidet dabei südwestlich der Linie Pratz — Folscheid den Salzkeuper (km 1) und stellenweise auch den Steinmergelkeuper (km 3) in einem flachen Winkel von 0-4°, sodass sich auch die geringsten Unterschiede in der Widerständigkeit*) des Gesteins in Form von Denudationsterrassen und Hangversteilungen bemerkbar machen. Böschungen werden im allgemeinen von den Konglomeratstufen des Salzkeupers, in denen das kalkige Bindemittel stellenweise vorherrscht, gebildet, während sich Verflachungen über mergelige und sandige Stufen erstrecken. Im weiteren sei auf die geologische Detailbeschreibung von M. Lucius (18) verwiesen.

Nordöstlich der Linie Pratz — Folscheid schneidet die Fallzone in ebenso flachem Winkel auf eine Breite von fast 4 km den Buntsandstein (so2), dem nur südöstlich Escheid noch ein Rest von unterem und mittlerem Muschelkalk (mu bzw. mm) aufliegt. Die Triasschichten, die dem devonischen Grundgebirge direkt aufliegen, sind als grobes Basalkonglomerat mit oft über kopfgrossen, kugeligen bis kantengerundeten Geröllen aus devonischem Quarzit und Gangquarz ausgebildet, die mit einem roten, metallisch glänzenden Firnis überzogen und mit einem wein- bis tomatenroten feinsandigen Bindemittel lose verkittet sind.

Dieses Basalkonglomerat erstreckt sich über die ganze Länge der Fallzone von der Our bis zur belgischen Grenze, doch nimmt seine Geröllgrösse von Osten gegen Westen zu und in derselben Richtung nimmt sein Alter ab: östlich Feulen wird es den Zwischenschichten des Buntsandsteins, bis zum Rodbach dem Voltziensandstein und im Westen dem Keuper zugeordnet (34).

Zwischen Sauer und Our läuft die Fallzone über die Schichten des Buntsandsteins und des untern Muschelkalkes flach bis zu den nördlichsten Cuestaresten aus. Sie erreicht also im Gegensatz zu ihrem westlichen Abschnitt die westöstliche Entwässerungslinie — hier von der mittleren Sauer gebildet — nicht mehr.

Die nördlichsten Vorkommen von Triasablagerungen auf der Fallzone bilden eine ungefähr WSW—ENE gerichtete Gerade, die also parallel der Kulminationslinie verläuft (siehe Tafel III). Sie endigen in folgenden Höhenlagen: an der belgischen Grenze in ca. 420 m, südlich Roodt bei Ell bei 410 m, bei der Station Hostert in 425 m, wo aber isolierte Reste von Basalkonglomerat bis auf die Kulminationslinie, d. h. auf 510 m reichen. Nördlich Folscheid endigt die Trias auf 440 m, nördlich Escheid in 460 m, bei Wahl in ca. 440 m, an der Strasse Grevels-Grosbous bei 465 m, am «Bokknap» südöstlich Merscheid bei 433 m und an der Staatsstrasse Niederfeulen-Heiderscheid in ca. 420 m. Zwischen Wark und Sauer weicht die Grenze etwas nach Süden zurück, erreicht auf dem Plateau des Windhofs ca. 400 m, an der Strasse Warken-Bürden nur noch knapp 300 m, um dann östlich der Sauer wieder stark nach Norden vorzustossen. Beim Kippenhof liegen drei Inseln der Zwischenschichten in 380 bis 400 m, am Tandelberg, westlich Walsdorf, liegen Reste des Basalkonglomerates bei 445 m und am «Hoof» nördlich Walsdorf findet man noch um 490 m Gerölle davon. Die zusammenhängende Buntsandsteinfläche endigt am «Hökreuz», südöstlich des Hoof um 420 m, am Scheuerhof ob Vianden schon in ca. 380 m.

Der Triasrand ist besonders im Westen der Fallzone topographisch angedeutet, indem das Gelände zu einer Verflachung, an einigen Stellen zu einem Gegengefälle ansetzt, um dann mit etwas grösserer Steigung dem devonischen Gebirgsrumpf zu folgen und konvex in die Kulminationslinie umzubiegen. Die Neigung der Fallzone über der Triasgrenze beträgt durchschnittlich 4—5%. Viele flache Buckel, wie «Schanck» und «Hoof», westlich Vianden, «Flehbours» südlich des Flehboursbergs, «Hochgericht» und «Buchel» zwischen Bürden und Bourscheid unterbrechen aber die sonst gleichmässige Steigung. Eine Verflachungszone, die schon von G. Baeckeroot (5, pp. 135—137) erwähnt wird, zieht sich über das Plateau des Windhofs (382 m), Scheimer bei Bürden (ca. 400 m), Mechelsberg, Kippenhof (390 m) (beim Fringerhof kann man nicht von einer Verebnung sprechen), Walsdorf (408 m) und Scheuerhof (380 m).

Ferner zieht z. B. eine Sattelzone über die Langerschleid bei Welscheid (365 m) nördlich des Bürdenberges (395 m nach G. Baeckeroot) durch. (Abb. 12.)

Es muss aber festgestellt werden, dass sich keine höhenkonstanten Verebnungen über grössere Breite verfolgen lassen.

*) Die Begriffe «Widerständig» und «Widerständigkeit» sind im Sinne von W. Penck (24, p. 61) verwendet: «Sie (die Widerständigkeit) ist aufzufassen als eine Summe von Widerständen, die sich einer Ausgleichbewegung entgegenstellen».

c) Die fossile prätriadische Rumpffläche.

Wenn die Auflagerungsfläche der Trias auch nicht direkt als Oberflächenform zutage tritt, so ist es doch nötig, sie als Formelement zu untersuchen und sich über ihre Lage im Raum nach Möglichkeit Rechenschaft zu geben.

Sie ist östlich des Rodbaches vom Buntsandstein, westlich, wenn auch mangels Aufschlüssen nicht beobachtbar, vom Muschelkalk und anschliessend vom Keuper überlagert. Ihre Entstehungszeit liegt somit zwischen dem Abschluss der hercynischen Orogenese und der Ablagerung der verschiedenen Triasstufen; ihr Alter ist also post-hercynisch -prä- Buntsandstein im Osten und prä-Keuper im Westen. Da sich der Uebergang von Osten nach Westen morphologisch aber nicht bemerkbar macht, müssen wir annehmen, dass die Einebnung zur Hauptsache vor die Triaszeit, d. h. ins Perm fällt; wir bezeichnen sie auf ihrer gesamten Breite als prätriadische Rumpffläche.

Sie ist in den senkrecht zum Streichen der Fallzone eingetieften Tobeln als linienförmiger Kontakt zwischen Devon und Trias aufgeschlossen und zeigt hier folgendes durchschnittliches SSE-Fallen, das von M. Lucius (17, p. 137 f. und 18, p. 234) eingemessen und durch eigene Messungen ergänzend bestimmt worden ist: südlich Roodt bei Ell 7,8%, bei Folscheid 5,5%, von Escheid bis zum Haus Horas 4,7%, zwischen Wahl und der unteren Mühle von Buschrodt 4,1%, südlich Grevels bis zur genannten Mühle 5,1%, von Dellen bis zum untern Tourelbach 6,5%, vom « Bandels » bis Niederfeulen 5%, vom Plateau Windhof bis ins « Thal » 9,3% (Quersattel), am Ostausgang des « Thals » 7%, vom Kippenhof bis Diekirch, wo das Devon in 145 m. ü. NN. erbohrt wurde 5,4%, vom Höhkreuz bis Gentingen 5,5%. Wir können also festhalten, dass das Einfallen der fossilen Rumpffläche im groben Durchschnitt ca. 6% beträgt.

In der West-Ost-Erstreckung schalten sich aber flache, kurze Quersättel und -mulden (18, p. 235 f.) ein, welche sich an einigen Stellen, wo günstige Aufschlüsse vorhanden sind, sowohl in der Devonoberfläche wie in den Triasschichten nachweisen lassen, also auf posttriadische tektonische Bewegungen zurückzuführen sind. So steigt z. B. das Devon bei den Mühlen im Buschrodt-Tal am östlichen Hang etwas höher hinauf als im Westen. Die geologische Karte zeigt ferner südlich Grosbous ein Ansteigen des Kontaktes von Buntsandstein und unterem Muschelkalk gegen Westen. Der flache Quersattel scheint aber südlich des ehemaligen Jenkenhofes an einer WSW—ENE streichenden Verwerfung abzustossen. M. Lucius (18, p. 236) beschreibt einen weiteren Quersattel, der vom westlichen Kochert gegen das Windhofplateau zieht. Sein asymmetrischer Bau zeigt gegen Osten ein Einfallen von 2,6%, gegen Westen nur 0,5%.

Die fossile Rumpffläche zeigt aber auch Unebenheiten, die nicht auf tektonische Bewegungen zurückzuführen sind. Nordwestlich der Station Hostert findet sich eine solche Mulde, die zum grossen Teil mit Basalkonglomerat des Keupers aufgefüllt ist. Auch wenn nicht sicher feststeht, dass das Basalkonglomerat dort in situ liegt, sondern durch jüngere Denudationswirkungen zum Teil zusammengeschwemmt sein kann, so besteht doch kaum ein Zweifel, dass die Mulde schon vortriadisch bestanden haben muss, denn es ist nicht anzunehmen, dass jüngere Erosion die Triasschichten entfernt, das Devon durchtalt und nachher wieder Triasschichten hineingeschwemmt habe.

Weitere primäre Unebenheiten der fossilen Rumpffläche werden von M. Lucius (18, p. 222) aus der Gegend zwischen Roodt und Klein-Elcherodt, sowie vom Lannenbergr erwähnt, wo Kalkstein und Konglomerat des mittleren Keupers an einer kleinen Steilstufe des Devons anlagern. Die prächtigsten Skulpturformen des prätriadischen Reliefs findet man ausserhalb des Arbeitsgebietes in der Umgebung von Sierck an der Mosel, (34, Blatt 2), wo Inselberge von Taunusquarzit ringsum von Triasschichten umgeben sind. Diese Inselberge zeugen für ein arides Klima in prätriadischer Zeit (vermutlich im Perm).

Halten wir also fest, dass die fossile Rumpffläche im Bereich der Fallzone sowohl infolge prätriadischer Skulpturformen wie posttriadischer tektonischer Bewegungen Unebenheiten aufweist, generell aber mit einer durchschnittlichen Neigung von ca. 6% gegen SSE einfällt.

d) Die Hochflächen des nördlichen Gutlandes.

Die leicht gegen SW einfallenden mesozoischen Gesteine, die aus härteren und weichen Schichten in Wechsellagerung bestehen, weisen die für solche Verhältnisse typischen Cuestas oder Schichtstufen auf. Man spricht daher allgemein von der Cuesta- oder Schichtstufenlandschaft des Gutlandes. Wenn auch die beiden Bezeichnungen im Sinne Davis' nicht synonym sind, so haben sie sich im Sprachgebrauch doch als gleichbedeutend eingebürgert und wir wollen sie als solche beibehalten.

In einer Studie über Tektonik und Oberflächenformen des Gutlandes bezeichnet M. Lucius (22, p. 49) die sanft nach SW geneigten Flächen als Landterrassen, gebildet von wenig widerständigen Schichten, während die widerständigen Schichten steile Stufen verursachen.

Die südlichste Stufe unseres Arbeitsgebietes wird vom Luxemburger Sandstein gebildet, der weit gegen Nordosten vorstösst. Sie umgibt Bigelbach halbkreisförmig im Süden und weicht vom Scheidberg an gegen SW zurück. Der Scheitel liegt östlich Bigelbach auf 385 m, westlich der Beforterreide bei 402 m.

Nördlich der Liascuesta erstreckt sich die mehrere Kilometer breite Landterrasse des Keupers, welche von ca. 320 m Höhe im Raume Medernach-Cruchten auf 375 m am Eschenbüsch ob Gilsdorf, also mit ca. 1% gegen Norden und Nordwesten ansteigt. Dieselbe Landterrasse finden wir auch zwischen Alzette und Rodbach. Im Süden ist sie durchschnitten von der untern Attert, setzt aber südlich des Unterbruches deutlich erkennbar um 300 m Höhe an und findet ihre Fortsetzung und höchsten Partien um Reimberg, Schandel, Michelbuch und Carlschhof in ca. 380 m Höhe. Ihr Südostgefälle liegt zwischen 1,3 und 2%. Die Keuperfläche westlich des Rodbaches könnte höchstens noch als rudimentäre Cuesta bezeichnet werden, die Oberfläche entspricht wenigstens südlich der Linie Pratz-Nagem der vorher erwähnten Keuper-Landterrasse von Schandel-Reimberg-Michelbuch, doch fehlt ihr die Steilstufe, sie ist daher der Fallzone zugeordnet.

Die Stufe der Triascuesta, gebildet von den widerständigen Schichten des obern Muschelkalkes, flankiert das mittlere Sauertal auf der rechten Seite und setzt sich gegen Westen am Lopert und dem rechtsseitigen Gehänge des Warktales fort. Der Abschnitt längs der Sauer kann zwar nicht in seiner ganzen Ausdehnung als echte Stufe aufgefasst werden; er ist infolge der Eintiefung der Sauer entstanden, denn dieselben Schichten, die am rechten Talhang die steile Böschung bilden, vor allem der Hauptmuschelkalk, treten auch am linken Hang auf und bilden erst einige Kilometer nördlich davon Reste einer der Morphogenese der Cuestas entsprechenden Stufe in den Nordhängen der Niederberg-Fohrbergs, des Herrenbergs und des Goldknapp. (Siehe Tafel III.) Nördlich davon finden wir die homologe Erscheinung zum Abschnitt westlich des Rodbaches. Auch hier bilden die weniger widerständigen Schichten nochmals eine « Landterrasse ohne Stufe » am Longsdorferberg, teilweise auf dem Bloch bei Tandel und im Sektor südlich « Friedhof ». Auch diese Oberfläche ist bereits zur Fallzone gerechnet.

II. DIE TAELEK.

a) Die Flussterrassen der Sauer.

Wir können den Lauf der Sauer in drei sich gegenseitig wesentlich unterscheidende Abschnitte einteilen:

- die obere Sauer bis zur Aufnahme der Alzette bei Ettelbrück,
- die mittlere Sauer von Ettelbrück bis zur Aufnahme der Our bei Wallendorf,
- die untere Sauer von Wallendorf bis zur Mündung in die Mosel bei Wasserbillig.

Der obere Abschnitt befindet sich, mit Ausnahme der letzten 1,5 km von Erpeldingen bis Ettelbrück, im Oesling; der mittlere Lauf zieht sich als breites, flaches Tal dem Fuss der Fallzone entlang; im unteren Abschnitt fliesst die Sauer im Sinne des Schichtfallens und durchbricht dabei die verschiedenen Schichtstufen.

Die detaillierten Aufnahmen beschränken sich auf die Laufstrecke von Gœbelsmühle bis zur Ourmündung. Um die Datierung der Flussterrassen an diejenige der Moselterrassen anschliessen zu können, wurden noch einige Niveaus des untern Abschnittes durchverfolgt.

Die Bezeichnung der einzelnen Terrassenniveaus bezieht sich auf den Anschluss an die Moselterrassen. Die genaueren Angaben der Uebereinstimmung mit Moselterrassen, sowie über die Altersdatierung finden sich in einem späteren Kapitel (S. 28 ff.). Aus Gründen der Zweckmässigkeit werden die einzelnen Terrassenbezeichnungen hier schon verwendet.

Das Sauertal von Gœbelsmühle bis Ettelbrück.

Das Sauertal ist tief in die Oeslinghochfläche eingesenkt. Die mit Lohhecken bestandenen Hänge fallen sehr steil zur Talsohle ab, nur sporadisch sind Reste von Flussterrassen, Gefällsknicke oder Reste alter Gleit- und Prallhänge eingeschaltet.

Die Talsohle.

Sie bildet z. T. das Hochwasserbett der Sauer, die bei normalem Wasserstand ca. 1 m tiefer fließt.

Bei Gœbelsmühle ist sie nur wenige Meter breit, unterhalb des westlichen Tunnelleinganges am Fischeidersporn verbreitert sie sich aber auf 20—30 m. Die Sauer holt hier auf der linken Seite der Sohle aus, um beim Westfuss der «Huscht» am rechten Talhang anzuprallen. Sie wendet sich dann wieder nach links und biegt bei der Mündung des Schlinderbaches scharf von der NNW- in die SE-Richtung um. Die Sohle wird nur um wenig schmäler und geht konkav in den Gleithang über. Im Abschnitt zwischen den Spornen vom Fischeiderhof und von Lipperscheid verbreitert sie sich wieder, sie beträgt bei der Wangartmündung ca. 30 m und steigt gegen die Bahnlinie hinauf sanft an. Der Fluss übt hier eine sehr aktive Lateralerosion aus, indem er den Lipperscheidersporn von Westen her unterhalb des Strassentunnels annagt. Dann drängt er sich dem westlichen Fuslaisporn entlang, indem er diesen annagt und links nur wenige Meter Sohle frei gibt. (Siehe Abb. 3.) Bei der Mühle von Bourscheid ist die Sohle verschwunden, ist aber auf der Ostseite der Fuslai wieder ausgebildet, sodass der ganze Sporn einen asymmetrischen Querschnitt erhält: im Westen Prallseite, im Osten Gleitseite. Die Sauer hat sich hier 1,5—2 m in ihre eigenen Schottermassen eingetieft und läuft auf anstehendem Devon. Bei Michelau ist ein 1,8 km langes geradliniges Talstück eingeschaltet, indem eine 60—120 m breite Talsohle ausgebildet ist, die sich 1—5 m über die Sauer erhebt. Bei der Kirche Michelau ist ihr ein flacher Schuttkegel aufgelagert. Beim Sporn des Hedebüsch verengt sich das Tal wieder und um den Bürdenerhals bietet es ein ähnliches Bild wie am Fischeidersporn, doch ist die Sohle allgemein etwas breiter. Südlich des Halses verengt es sich abermals, um dann bei der Mündung des Michelbaches — von flachen Schuttkegeln überlagert — auf eine Breite von 200 m zu wachsen. Der Austritt aus dem Devon bei Erpeldingen ist von einem plötzlichen Zurückweichen der flachen Hänge begleitet, sodass sich eine bis 800 m weite Talsohle ausbreitet. Die Sauer fließt bei Erpeldingen erst südwärts, schwenkt dann leicht nach rechts ab und prallt auf den Osthang der Hardt, dem sie bis zur Strasse Ettelbrück-Diekirch folgt.

Die Niederterrasse.

(Vergleiche mit Tafel I.)

Ueber dem Zusammenfluss von Wiltz und Sauer liegt in 249 m (17 m über der Sauer) eine Terrasse mit bis handgrossen, flachen Flusschottern und gelbem Verwitterungslehm. Dasselbe Niveau findet sich über der Mühle Bourscheid in 238 m (21 m), wo ebenfalls viel Flusschotter auf einer deutlich ausgeprägten Terrasse liegt. Es ist talabwärts nochmals angedeutet in einer kleinen Terrasse im Seitentälchen des «Weikersbour» über der Brahmühle nördlich Michelau in ca. 235 m, setzt dann über der Strasse von Michelau in einer flachen Leiste, die wenig Flusschotterreste trägt, in 231 m (18 m) auf, zieht gegenüber dem Hedebüsch in 226 m (16 m) über eine Terrasse ohne Aufschluss, ist im Norden des Bürdenerhalses in einer sanft einfallenden Verflachung ohne Flusschotter — offenbar ein Gleithangrest — angedeutet und tritt erst wieder gegenüber dem südlichen Tunnelleingang in Form einer Leiste ohne Flusschotter in 211 m (11 m) auf. Dasselbe Niveau setzt südlich längs der Bahnlinie in 206 m (6 m) als breite Terrasse, die flach zur Talsohle sinkt, auf und streicht dann in die breite Talsohle bei Erpeldingen aus.

Die untere Mittelterrasse.

Von Michelau an talaufwärts ist sie nirgends mehr erhalten, die letzte deutliche Terrasse liegt am Hedebüsch über dem Hôtel Wills Püt in 231 m (23 m). Sie setzt am Nordende des Bürdenerhalses über der Niederterrasse in Form einer deutlichen Verflachung (unterer Gleithang) mit wenig Flusschotterresten, Unterkante in 236 m (31 m), auf und zieht 500 m nördlich des Tunnels bei Bürden auf der linken Talseite über eine Terrasse in 225 m (25 m) mit wenig Flusschotter. Dasselbe Niveau findet man nochmals in Erpeldingen über der Gabelung der Strasse nach Kippenhof und Diekirch in 218 m (20 m). Der Boden ist hier braun bis rotbraun gefärbt und weist Flusschotter über Devon auf. Die Färbung rührt offenbar aus dem darüber anstehenden Buntsandstein her. Das Niveau zieht sich, oft von Dellen unterbrochen, der Westseite des Goldknapp entlang auf die breite Terrasse an seinem Südwestfuss in 212 m (19 m), die viel kleinen bis handgrossen flachen Flusschotter und Körnchen von Rasenerz in Stecknadelkopfgrösse trägt.

Die obere Mittelterrasse.

Sie ist nördlich des Hedebüsch sehr deutlich, talabwärts nur ganz lückenhaft erhalten. Gegenüber von Heiderscheidergrund, südlich der Strasse Esch-Gœbelsmühle, liegt eine schwach talwärts geneigte

Terrasse 40 m über der Sauer, auf der die Aecker mit sehr viel Flusschotter von 1—15 cm Durchmesser übersät sind. Ferner wurde dort ein erbsengrosses und einige kleinere Körnchen von Rasenerz gefunden. Das gleiche Niveau findet sich an der Strasse gegen Bockholz in Form einer Terrasse ohne Aufschluss 44 m über der Sauer. Ueber Dirbach zieht es in Form einer nach Süden gelegten Schleife durch eine Mulde und ist von jungen Tobeln in einzelne Gesimse zerschnitten. Die ca. 80 m breite Terrasse in 58 m rel. Höhe zeigt in einem Wegeinschnitt über 1 m Flusschotter. Rechts über der Station Gœbelsmühle ist eine mit Lohhecke bestandene Terrasse in 290 m (60 m) in den sonst steil bis zur Oeslinghochfläche emporsteigenden Prallhang eingefügt. Das gleiche Niveau liegt auf der Westseite des Fischeidersporns in 290 m (62 m), auf der Nordseite in 290 m (63 m) und im Osten in 289 m (63 m). Die erstgenannte Terrasse zeigt keinen Aufschluss, auf der Weide liegen aber einige Flusschotterstücke, die zweite weist viel Flusschotter auf, darunter Stücke von doppelter Handgrösse, die dritte ist überwachsen. Unter Beachtung der heutigen Oberflächenformen und der Lage der Flussterrassen kommt man zum Schluss, dass die Sauer zur Zeit der oberen Mittelterrasse eine etwas kleinere, aber in der allgemeinen Form ähnliche Schlinge beschrieben hat, wie heute. Lediglich der Prallhang westlich des Houscht-Rückens ist später zurückgedrängt worden. (Siehe Tafel I.) Ueber die Bildung dieses Sporns, sowie desjenigen von Lipperscheid besteht eine detaillierte Untersuchung von H. Flohn (9).

Wir finden die obere Mittelterrasse wieder angedeutet in der Verflachung gegenüber der Wangartmündung in 284 m (62 m); der damalige Talboden dürfte aber noch etwas tiefer gelegen haben. Der Fluss zog in einer bedeutend flacheren Schlinge über den südlichen Lipperscheidersporn, wo man eine weite, sanft nach Süden einfallende Terrasse in durchschnittlich 280 m (60 m) Höhe findet, die in Schützengräben aufgeschlossen gut erhaltenen Flusschotter und ca. 50 cm Lehm zeigt. (Siehe Abb. 4.) H. Flohn fand seinerzeit in einem Aufschluss bis 1 m Lehm.

Das Niveau ist wieder sehr schön ausgebildet über Michelau, wo der Fluss damals parallel zum heutigen Lauf, aber ca. 200 m weiter östlich geflossen ist. Die Terrasse wird von den beiden Tobeln bei Michelau in drei Abschnitte geteilt. (Siehe Abb. 2.) Sie fallen schwach flusswärts ein und haben eine durchschnittliche Höhe von 271 m (60 m). Auf der Südlichen ist längs des Weges zum Flehbour der Kontakt einer gut 1 m mächtigen Lage von bis 15 cm grossen Flusschottern mit Devon aufgeschlossen. Der Schiefer zeigt am Steilabfall zum Dorf schönen Hakenwurf. Auf der nördlichen Terrasse konnten im Flusschotter wenige kleine Körnchen von Rasenerz gefunden werden.

Das Niveau verläuft dann parallel der untern Mittelterrasse, streift gegenüber dem Hedebüsch, wo es in einer kleinen «Egg» ca. 270 m (60 m) hoch angedeutet ist und bildet in gleicher Höhe eine schöne, ca. 30 m breite Terrasse mit Flusschotter bis Handgrösse. Ferner wurden zwei haselnussgrosse Körner von Rasenerz gefunden. Am nördlichen Bürdenershal ist in 265 m (58 m) ebenfalls eine prächtige Terrasse mit vielen und zum Teil auffallend grossen Flusschotterstücken bis 20 cm Durchmesser ausgebildet. Das Niveau streicht von hier aus gegen Süden und lässt ca. 800 m östlich von Bürden die unterste Zone eines Gleithanges mit wenig Flusschotterstücken, Unterkante in 269 m, erkennen. Gegenüber, an den untern Hängen des Friedbüsch dürfte die gleithangähnliche Verflachung mit Unterkante in 266 m noch in dieses Niveau zu stellen sein. Die genaue Höhe des ehemaligen Talbodens ist hier aber nicht mehr zu ermitteln. Talabwärts kann es nicht mehr verfolgt werden, sein Höhenverlauf ist lediglich unter Beachtung des guterhaltenen nächsthöheren und tieferen Niveaus zu interpolieren. Die auf diese Weise konstruierte Profilkurve wird von zwei Terrassen etwas gesichert, die in dieses Niveau zu liegen kommen, nämlich die bewaldete Verflachung im Devon gegenüber von Erpeldingen in 245 m (48 m) und die mit Flusschotter übersäte Terrasse im untern Muschelkalk am Südwestfuss des Goldknapp, direkt über der untern Mittelterrasse in 230 m (34 m) Höhe.

Die untere Hauptterrasse.

Die untere Hauptterrasse ist lückenlos auf ganzer Länge nachweisbar. Sie ist an der Strasse Bourscheid-Gœbelsmühle in 305 m (71 m) Höhe in Form einer Erosionsterrasse sichtbar, zieht dann über den Fischeidersporn, wo sie unmittelbar nordwestlich des Hofes in 314 m (83 m) durch ca. 1 m Lehm mit Flusschotter belegt ist und nördlich, sowie östlich des Huschtrückens als langegezogene Terrasse in 312 m (86 m), auf der stark verwitterte Flusschotterstücke liegen. Sie wird rechts der Sauer gegenüber der Wangartmündung durch einen alten Prallhang angedeutet, zu dessen Füßen auf einer Verflachung einige gerundete Schotterstücke liegen und zieht nördlich von Lipperscheid in 309 m (91 m) über jenen Sporn, ist aber nur als schlecht erhaltene, unruhige Verebnung mit wenigen Flusschottern ausgebildet.

Gegenüber von Michelau liegt in 293 m (82 m) eine bewachsene Terrasse mit Flusschotter und einer starken Rotfärbung des Bodens nebst einigen faustgrossen Geröllen, wie sie im 3 km südlicher liegenden Basalkonglomerat des Buntsandsteins vorkommen. Das Niveau streift am östlichen Hedebüsch in 293 m (88 m) als sanft talwärts einfallende Terrasse ohne Schotter und ist am östlichen Bürdenershal, nachdem es diesen an seiner schmalsten Stelle überquert hat, in Form einer langgezogenen Terrasse ausgebildet, die im nördlichen Abschnitt einige Flusschotter in 290 m (86 m) zeigt. Gegenüber Bürden liegt in 281 m (80 m) eine schöne Terrasse mit wenigen Flusschottern, die sicher in dieses Niveau gehört, das dann auf der rechten Talseite in Form prächtiger Gesimse ausgebildet ist, die gegenüber der Mündung des Michelbaches von 263 m (65 m) auf 258 m (60 m) sinken und überall noch etwas Flusschotter tragen. (Siehe Abb. 13). Das Niveau streicht gegenüber Erpeldingen über eine verwachsene Terrasse im Buntsandstein in 251 m (53 m), auf der in einem Wegeinschnitt etwas Flusschotter aufgeschlossen liegt und ist östlich der Hardt noch in zwei Leisten angedeutet. Die erste liegt in 246 m (49 m) über der Stelle, wo heute die Sauer an die Buntsandsteinwand der Hardt prallt und trägt im Flusschotter etwas Rasenerz, was man oben auf der Hardt nicht findet. Die zweite liegt in gleicher Höhe am Südostende über der Strassenbrücke und weist nebst Flusschotter ebenfalls noch wenige Rasenerzkörnchen auf.

Ueber diesem Niveau, aber nicht zur obern Hauptterrasse gehörig, ist an zwei Stellen ein alter Flusslauf in erstaunlicher Deutlichkeit ausgeprägt, der aber südlich davon keinen Anschluss findet. Es handelt sich um den steilen Prallhang hinter dem Fischeiderhof und den einzigartigen halbkreisförmigen Prallhang um Lipperscheid, der schon von M. Lucius (14) und H. Flohn (9) erwähnt worden ist. (Siehe Abb. 4.) H. Flohn ordnet ihn einem 100 m-Niveau zu, d. h. einem Sauerlauf, der 100 m über dem jetzigen an jener Stelle floss. Dieses Niveau illustriert an beiden Spornen sehr deutlich, dass die Mäander einer ständigen Umbildung und Weiterentwicklung unterworfen waren, niemals in ihrer heutigen Form von oben her « eingesenkt » wurden. Wahrscheinlich waren hier u. a. Klüftung und Schieferung des Devons richtunggebend, ferner ist auffällig, dass sich die beiden Sporne im Bereiche der Schiefer von Stolzemburg (untere Ems-Stufe) befinden, während die geraden Laufstrecken auf Streifen der obern Siegen-Stufe entfallen. Westlich des Fischeidersporns folgt die Sauer zudem auf ca. 800 m Länge einer Verwerfung, was ebenfalls die Vermutung unterstützt, dass Tektonik und Petrographie der Devons eine entscheidende Rolle in der Anlage und Umprägung der Mäander gespielt haben.

Die obere Hauptterrasse.

Sie muss in einer relativen Ruhephase angelegt worden sein, weist sie doch die beiden grössten und interessantesten Flussterrassen des Oeslingrandes auf. Leider sind im Abschnitt von Bürden bis Gøbelsmühle alle weiteren Ueberreste des Niveaus von der spätern Erosion zerstört worden. Folgen wir ihm einmal im umgekehrten Sinne, beginnend auf dem grossen Flusschotterplateau der Hardt bei Ettelbrück. Es gehört nicht nur dem Terrassensystem der Sauer, sondern auch der Wark und in seinem südlichen Abschnitt vielleicht noch der Alzette an. 1,2 km lang und 100—250 m breit stellt es den grössten in sich geschlossenen Ausschnitt eines älteren Flusserosionssystems dar. Die südliche Hälfte ist topfeben und liegt in einer Höhe von 260 m, d. h. 60 m über dem rezenten Talboden der Sauer. Gegen Norden steigt es nicht an und erreicht über der Kiesgrube von Warken an der Strasse nach Bürden 267 m. In jener Kiesgrube lässt sich ein Bild über die Schotterdecke gewinnen, die im Süden auf Buntsandstein, im Norden auf unterem Muschelkalk liegt. Es sind ca. 6—7 m Flusschotter aufgeschlossen, das Liegende ist aber noch nicht erreicht. Die Schotter sind fast ausnahmslos flach, die Grösse variiert von 20 cm Länge bis zu Linsengrösse. Die Lagerung ist im allgemeinen horizontal, stellenweise aber wellenförmig und auf kurze Strecken fast senkrecht abfallend. Die einzelnen Steine sind mit bräunlichem grobem Sand lose verkittet, stellenweise sind gelbe, sandig-lehmige bis 20 cm mächtige und einige Meter breite Linsen eingelagert. Die Gangquarze sind im allgemeinen nur kantengerundet und übersteigen oft Faustgrösse. Eine Schotterauszählung ergab folgende Gesteinszugehörigkeit:

10% Gangquarz,

57% graublaue, rötliche, graugrüne und ockerfarbene Quarzitsandsteine,

28% Schiefer (Durchmesser im allgemeinen unter 5 cm),

5% stark eisenschüssiges Konglomerat (wahrscheinlich aus dem wenige Meter nördlich anstehenden Buntsandstein).

Der Schotter besteht also zur Hauptsache aus dem Gesteinsmaterial des Oeslings.

Die obere Hauptterrasse streicht über der nördlichen Hardt deutlich in die Höhe und ist nördlich des Waldrandes über dem Steilhang zur Sauer als Verflachung mit wenigen Flusschotterstücken in ca. 305 m (107 m) angedeutet, überquert den Bürdenerhals wenig östlich des Tunnels in ca. 320 m (117 m), wo auf einer unruhigen Verflachung des Rückens noch Reste von Flusschotter liegen und ist am oberen Hedebüsch in einer auffallend horizontalen Verflachung, die den ganzen Sporn überzieht, in ca. 330 m (123 m) angedeutet. Akkumulate wurden dort keine gefunden.

Im weitem Verlauf talaufwärts fehlen jegliche Spuren, erst bei Schlindermanderscheid tritt das Niveau wieder in Erscheinung. Diese Terrasse kann aber lediglich nach ihrem Höhenabstand von der untern Hauptterrasse und wegen ihrer grossen Ausdehnung, die nur mit derjenigen der Hardtterrasse zu vergleichen ist, der obern Hauptterrasse zugeordnet werden. (Siehe Abb. 5.)

Um das Dörfchen Schlindermanderscheid legt sich flach gekrümmt ein alter Prallhang und südlich der letzten Häuser breitet sich eine riesige Flussterrasse aus, die ca. 850 m lang und gegen 500 m breit ist. Sie liegt ca. 360 m (130 m) hoch und sinkt gegen Südosten schwach ein. Ueberall in den Aeckern findet man Flusschotter in allen Grössen und über faustgrosse kantengerundete Gangquarze, stellenweise gehäuft, an andern Orten seltener. Sehr interessant ist das Vorkommen von faust- bis fast kopfgrossen schlecht gerundeten Geröllen von Tertiärquarzit mit brauner Verwitterungsrinde und tertiärem Rasenerz in grossen Mengen von Stecknadelkopf- bis Haselnussgrösse.

Das gleiche Niveau ist am « Kirbel » bei Ringel in ca. 370 m (125 m) nochmals angedeutet, wo aber nur noch vereinzelte Flusschotter gefunden wurden.

Das Niveau von Bürden.

Es ist weitaus am schlechtesten, nur noch in drei Terrassen erhalten, von denen die zwei südlichen im Felde sicher koordiniert werden können; die dritte liegt in der geradlinigen Fortsetzung der Profillinie, gehört also mit einiger Wahrscheinlichkeit auch ins gleiche Niveau.

Die südlichste Terrasse liegt ca. 500 m südlich Bürden in ungefähr 325 m (125 m) Höhe, stellt lediglich eine Erosionsterrasse ohne Flusschotter dar, die zweite liegt unmittelbar östlich Bürden in Form einer breiten Verflachung, die von einem Seitentobel der Sauer zerschnitten worden ist. (Siehe Abb. 13.) Sie liegt in 341 m (140 m) Höhe und weist viel Flusschotter auf. Die dritte Terrasse liegt hoch über Michelau in ca. 400 m (190 m) Höhe und ist nur schlecht erhalten. Die wenigen gefundenen Flusschotterstücke dürften sehr wahrscheinlich mit dem Mist von der obern Mittelterrasse bei Michelau hinaufgekommen sein.

Höhere Niveaus konnten in diesem Abschnitt des Sauertales nicht aufgefunden werden.

Das mittlere Sauertal von Ettelbrück bis Wallendorf.

Die Flussterrassen sind in diesem Abschnitt bedeutend schwieriger aufzufinden. Die sanft gegen SSE einfallenden Triasschichten verschiedener Widerständigkeit begünstigen die Bildung von Denudationsterrassen, welche oft schwer von Flussterrassen zu unterscheiden sind. Es wurden hier nur Terrassen, die eindeutigen Flusschotter tragen, als Flussterrassen angesprochen. Ferner wird die Höhenbestimmung erschwert, da viele der Verebnungen von Solifluktionsmaterial überschwemmt sind und dadurch das morphologische Bild stark verändert worden ist.

Die Talsohle (Niederterrasse).

Das mittlere Sauertal beginnt im Grunde genommen schon in Ettelbrück am Fuss des Lopert, wird aber dort noch von der Alzette und der von links einmündenden Wark durchflossen. Der Talboden verengt sich zwischen Hardt und Nuck auf knapp 200 m, unmittelbar nach Einmündung der Oeslinger Sauer verbreitert er sich aber wieder auf 5—600 m und wendet sich nordostwärts, biegt bei Diekirch in die ENE-Richtung um und liegt praktisch gefällslos bis Bettendorf, sodass die Talebene bei Bettendorf durch einen Damm vor Ueberschwemmungen geschützt werden musste.

Eine Kiesgrube in der Talebene westlich Bettendorf gestattet einen kleinen Einblick in ihren Aufbau. Unter 40 cm kiesfreiem Humus ist geschichteter Flusschotter aufgeschlossen, dessen flache Geschiebe die Grösse von kleinen Münzen bis zu doppelter Handfläche aufweisen. Sie bestehen ausschliesslich aus devonischem Material. Daneben findet man schlecht gerundete Kalkbrocken, die aus nächster Umgebung stammen müssen. Zwischen den einzelnen Geröllen liegt grober Sand. Rasenerz und Tertiärquarzite wurden keine gefunden. Die Grube ist 2—3 m tief, der Flusschotter ist aber nur bis zu 1 m Mächtigkeit sicht-

bar; die untern Partien sind verschüttet, müssen aber, aus dem Zweck der Grube zu schliessen, auch aus Flussschotter bestehen. Nach Aussage eines Bauern soll wenig nördlich davon die Anlage einer weiteren Kiesgrube versucht worden sein, wobei man aber keinen Schotter gefunden habe.

In der Bohrung bei der Brauerei Diekirch fand man von 0—4 m roten, mergeligen Feinschlamm, von 4—4,5 m grauen, mergeligen Feinschlamm, von 4,5—6 m Quarz- und Quarzitgerölle und von 6—6,5 m Tiefe rötlichen, sandigen Lehm mit Geröllen. Darunter liegen die Schichten des Buntsandsteins (18, p. 40).

Im Talprofil macht sich wie in der Gutlandoberfläche die verschiedene Widerständigkeit der Gesteine bemerkbar, indem westlich Diekirch der Buntsandstein, östlich auch der Muschelsandstein eine sich steil über den Talboden erhebende Stufe bildet, über der eine sanft ansteigende Denudationsterrasse in den Gipsmergeln der Anhydritgruppe zur obern Stufe, gebildet vom Hauptmuschelkalk, führt. Oestlich Ingeldorf sind diese Formen an beiden Talhängen deutlich ausgebildet, sodass wir daraus schliessen müssen, dass das mittlere Sauertal kein subsequentes Tal im Sinne von W. M. Davis ist, welches am Fusse einer Stufe fliesst, während der andere Talhang eine Landterrasse bildet. Ferner zeigt es uns, dass die Denudation bei der Talbildung eine entscheidende Rolle gespielt hat, während die Lateralerosion des Flusses im Gegensatz zur Oeslinger Laufstrecke nirgends deutliche Erosionsterrassen zurückgelassen hat.

Zwischen Bettendorf und Möstroff schwenkt die Sauer rechtwinklig nach Süden; die Talsohle wird sofort schmal und ist bei Möstroff sogar auf null reduziert. Das Gefälle nimmt zu, und am Fusse des schmalen Riedels zwischen Sauer und Weissernz fliesst sie sogar in Schnellen über den anstehenden Linguladolomit, der an dieser Stelle den tiefsten Punkt einer Quermulde erreicht.

Hier biegt das Tal gegen NE, weist wieder eine schmale Talsohle auf und setzt unterhalb Reisdorf nochmals zu einer kleinen Biegung gegen Süden an. Nach Aufnahme der Our wendet es sich dann endgültig gegen SE.

Die untere Mittelterrasse.

Sie ist am südlichen Goldknapp als breites, sanft talwärts einfallendes Band von Flussschotter in 214 m (20 m), sowie als Restfleck von Flussschotter über dem Buntsandstein südlich Ingeldorf in gleicher Höhe erhalten.

Weitere unzweifelhafte Reste des Niveaus finden sich erst wieder in der grossen Mulde südlich Bettendorf, die durch die vielen Quellbäche des Weileschbaches jung zerschnitten ist. Hier hatte die Sauer ehemals eine Schlinge nach Süden gelegt. (Siehe Tafel I.) Man findet am Wege zum Grossradt eine schöne Verebnung, die in den Aeckern Flussschotter in 213 m (27 m) aufweist. Talabwärts ist das Niveau nirgends mehr mit Sicherheit festzustellen.

Am Wege von der Station Bettendorf nach Gilsdorf findet man beim Aufstieg vom Weileschbach her rechts am Wegeinschnitt einen höhlenartigen, künstlichen Aufschluss, der über rötlichen Mergeln des mittleren Muschelkalkes ca. 2,5 m ockerfarbigen, lehmigen Sand zeigt, an dessen Basis 208 m über N. N. etwas Kies (Durchmesser 2—3 cm) liegt.

Das gleiche Material findet sich auch am Nordostrand der Hardt, 9 km westlich von hier, angeschnitten vom Weg, der nördlich der « Killen » nach Erpeldingen hinunter führt, sowie 7 km nördlich im Ourtal links über der Strasse Bettel-Vianden am östlichen Fuss des « Petgesfeld ».

Nach dem äusseren Aspekt der Ablagerung könnte es sich um Lössmaterial handeln. Proben aus den drei Aufschlüssen wurden zur Abklärung dieser Frage hinsichtlich ihrer Kornverteilung untersucht.*) Die Resultate dieser Prüfung der drei Proben ist in den Summationskurven I—III in Fig. 2 dargestellt. Um sie mit der Kornverteilung echter Lösses bzw. von Lösslehmern vergleichen zu können, wurden ferner vier derartige Kurven nach A. Scheidig (26, p. 60) in Fig. 2 zur Darstellung gebracht. Diese zeigen deutlich die charakteristische geringe Streuung der Korngrössen der Lösses, indem mindestens 65 Gewichtsprocente der Bestandteile jeder Probe zwischen 0,1 und 0,01 mm Durchmesser liegen.

Die drei Kurven der Proben von Bettendorf, Ourtal und Hardt nehmen unter sich sehr ähnlichen Verlauf; die Probe von Bettendorf zeigt durchschnittlich etwas feineres Material, diejenige der Hardt einige grobe Bestandteile. Die Unterschiede untereinander sind jedoch viel geringer, als diejenigen zu den vier Lösskurven. Vor allem fällt bei unseren Proben der hohe Anteil an feinsten Bestandteilen auf, der 45—

*) Ich verdanke die Untersuchung dieser Proben Herrn Dr. A. von Moos, Geologe, von der Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau der E. T. H. in Zürich.

65% unter 0,01 mm ausmacht. Dass auch wenige gröbere Bestandteile in den Sanden vorkommen, spricht grundsätzlich nicht gegen die Vermutung von Löss, da diese groben Teile nachträglich eingeschwemmt sein könnten. Eindeutig beweist dagegen der hohe Anteil an feinen Bestandteilen, dass es sich bei den vorliegenden Proben nicht um Löss handeln kann.

Es scheint sich viel eher um vom Fluss abgelagertes Material zu handeln. Alle drei Vorkommen liegen im Niveau von Flussterrassen, bei Bettendorf und im Ourtal findet man zudem an der Basis der sandigen Ablagerungen noch etwas Kies, der vom Fluss abgelagert sein dürfte. Bei der Ablagerung im Ourtal kann es sich nur um vom Fluss mitgeschleppte und hier abgelagerte Verwitterungsprodukte devonischer Schiefer handeln, da die Our in ihrem Lauf oberhalb Bettel keine andern Schichten durchfließt. Aus der auffallend ähnlichen Kornverteilung, die die andern Vorkommen aufweisen, lässt sich schliessen, dass sie in ähnlicher Weise durch Flussablagerung und aus entsprechendem devonischen Material entstanden sind, wobei die feinkörnigere Ablagerung von Bettendorf eine Folge des längeren Flusstransportes sein dürfte.

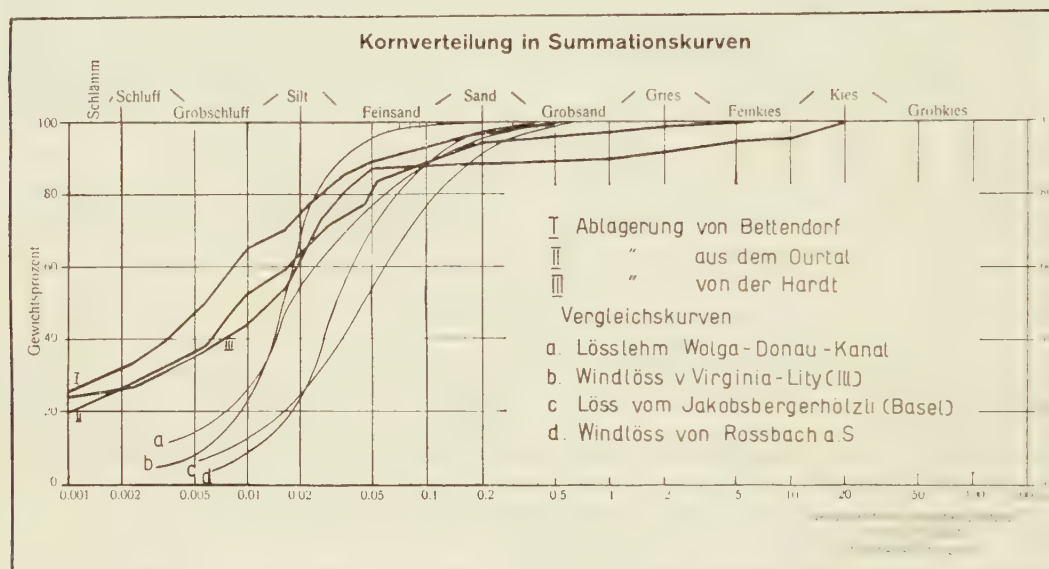


Fig. 2. — Kornverteilung in den drei Materialproben von Bettendorf, Ourtal und Hardt, verglichen mit derjenigen in bekannten Lössproben.

Die obere Mittelterrasse.

Am südlichen Goldknapp liegt sie in 227 m (33 m), ist wieder angedeutet über Gilsdorf in ca. 222 m (35 m) als leichte Verebnung, die noch Reste von Flusschotter aufweist.

Dieses Niveau ist am besten erhalten in der genannten Mulde südlich Bettendorf. Die Sauer überfloss ehemals die nordwestliche Flanke der Mulde, wo am Weg von Gilsdorf nach Bettendorf in 222 m (36 m) eine grössere, sanft gegen NE einfallende Verflachung ausgebildet ist, die noch Reste von Flusschotter, daneben jüngerer Solifluktuationsmaterial enthält. Im Innern der Mulde ist das Niveau in 227 m Höhe gut erhalten, wo ein breites, beinahe horizontales Band von Flusschotter liegt, das von einer flachen Delle in zwei Terrassen getrennt ist. An einem Wegeinschnitt ist der Flusschotter aufgeschlossen. Hier findet man flache Geschiebe in allen Grössen, deren Material ausschliesslich aus dem Oesling stammt und reichliche Mengen von erbsengrossem Rasenerz. Das Niveau steigt gegen NE deutlich an, ist aber von mehreren Dellen und jungen Wasserrissen unterbrochen.

An der Strasse zum Hirtzenhof hinauf ist es nochmals als prächtige Terrasse erhalten, die sanft gegen SW einfällt. Eine kleine Sackung in dem tiefen Wasserriss — « Grossgroigt » genannt — der die Strasse 150 m über den letzten Häusern von Weileschbach von SW her bedroht, zeigt den Flusschotter in seiner ganzen Mächtigkeit von 3—4 m über dem Gipsmergel aufgeschlossen. Er besteht aus Geschieben von Linsengrösse bis über Handgrösse, dazwischen sind einige schlecht gerundete Gangquarze in der

Grösse eines Kinds Kopfes und bis 20 cm lange Quarzite eingestreut. Im ganzen Querschnitt liegt viel Rasenerz in der Grösse von Stecknadelköpfen bis zu Haselnüssen, das schichtenweise in sehr grosser Häufigkeit auftritt, sodass es dort unter den kleinen Schotterkomponenten dominiert. Die Oberfläche der Terrasse liegt in 232 m. Das Niveau zeigt hier also einen plötzlichen Anstieg gegen NE.

Die ganze Mulde weist im weiteren noch seltsame Formen auf, die an keiner andern Stelle beobachtet werden konnten. Sie ist radial durchsetzt von flachen, tellenförmigen Mulden, die sich bis zu Füssen der obern Steilstufe des Hauptmuschelkalkes hinaufziehen. In diesen Mulden haben sich junge, steile Tobel eingerissen, die in halber Höhe der Mulde meist mit einer Quelle beginnen. Einige davon waren im trockenen Sommer 1949 versiegt, andere zeigten noch eine beachtliche Schüttung. Besonders die rechtsseitigen Nebentobel des Weileschbaches, im speziellen die erwähnte «Grossgroigt», sind unvermittelt in die sanften Hangformen westlich der Strasse zum Hirtzenhof eingerissen. Mit V-förmigem Querschnitt, einer Tiefe von 15—20 m und ca. 200 m Länge streicht sie parallel zur Strasse, also nicht in Richtung des allgemeinen Gefälles. Das Tobel lag im Sommer 1949 trocken. Beim weiter oben beschriebenen Erdschlipf in der Flussterrasse wendet es sich rechtwinklig nach links und verschwindet in seiner jugendlichen Form nach 20 m ebenso plötzlich, wie es begonnen hat, indem es in die flache Mulde des Weileschbaches mündet.

Die obere Mittelterrasse ist im Sauertal abwärts bis zur Ourmündung nirgends mehr erhalten.

Die untere Hauptterrasse.

Sie setzt in der bereits beschriebenen Terrasse an der Hardt in 246 m (52 m) über der Sauerbrücke bei Ettelbrück auf, ist aber wahrscheinlich noch von der Alzette kurz vor ihrer Mündung in die Sauer gebildet worden.

In der Mulde südlich Bettendorf ist sie in 247 m (61 m) erhalten, wo eine flache Terrasse liegt, die vom Weg zum Grossradt durchschnitten wird und dort einen Aufschluss von ca. 1 m geschichtetem kleinem Flusschotter, durchsetzt mit Lehmبändern, zeigt. Die Hebung, wie sie die obere Mittelterrasse zeigt, kann hier nicht nachgewiesen werden, da nur noch eine einzige kleine Terrasse erhalten ist. Sie muss aber auch in diesem Niveau vorhanden sein, sodass, rein nach Höhenlage koordiniert, die Terrasse über dem Hof Kapendahl in 258 m (74 m) in dieses Niveau zu stellen ist. Diese sanft talwärts einfallende Terrasse zeigt im Acker Flusschotter und bis 3 cm grosse Rasenerzstücke, daneben Solifluktionsmaterial, das den ganzen flachen Hang überzieht, der vom Niederberg bis über die Steilstufe im Hauptmuschelkalk unter dem Hof Kapendahl führt.

Im Gebiet der Mündungen von Weisser Ern und Our unterhalb Reisdorf finden wir eine ähnliche Erscheinung, wie im Gebiet der Flussmündungen bei Ettelbrück. Auch hier sind flächenhafte Terrassen von auffallender Grösse ausgebildet, die zwei Niveaus umfassen, welche hier aber ohne genaue Abgrenzung ineinander übergehen. Die untere Hauptterrasse findet sich sowohl auf dem östlichen «Wangerten» in 260 m (80 m), wie auf dem gegenüberliegenden Hang zwischen Reisdorf und Bigelbach in gleicher Höhe. Die Terrasse auf dem Wangerten weist sehr viel Flusschotter in allen Grössen auf; daneben findet man viel Rasenerz mit Erbsengrösse und seltener bis faustgrosse Tertiärquarzite.

Die erwähnte Terrasse über Reisdorf weist ein ähnliches Schotterbild auf, Tertiärquarzite wurden dort aber keine gefunden.

Die obere Hauptterrasse.

Sie zieht über die Hardt bei Ettelbrück in 260 m (60 m), ist am südwestlichen Fohrberg über Bleesbrücke in 260 m (74 m) als sanft einfallende Terrasse mit wenigen Flusschotterresten angedeutet und muss dann entsprechend den tieferen Niveaus in die Höhe steigen, was aber mangels Terrassen im Abschnitt Bettendorf—Reisdorf nicht nachzuweisen ist. Nördlich des Hofes Kapendahl findet man unmittelbar über dem erwähnten Stück der untern Hauptterrasse eine flach geneigte Verebnung in 268 m (82 m), die neben Flussgeschieben und erbsengrossem Rasenerz noch reichlich Solifluktionsmaterial enthält. Sie ist im Osten vom Tobel des Echtermbaches unterbrochen, setzt sich aber in gleicher Höhe östlich davon fort.

Im Gebiete Reisdorf-Ourmündung nimmt das Niveau eine ähnliche Ausdehnung wie an der Hardt ein. Westlich des Wangerten, an der Strasse von Reisdorf nach Hösdorf, liegt es auf 270 m (90 m) (Punkt 274 der Karte von Hansen) als flächenhafte, annähernd horizontale Flussterrasse mit Geschieben aus devonischem Material, daneben Rasenerz und Tertiärquarzit, wovon das grösste, schlecht gerundete Stück Dimensionen von 30/15/8 cm aufwies.

Die Terrasse fällt im Osten sanft ein und ist durch eine schotterarme Senke von der tieferen Terrasse auf dem Wangerten getrennt. Letztere zeigt eine leichte Aufbiegung, die auch in den am Südhang aufgeschlossenen Kalkbänken des Hauptmuschelkalkes sichtbar ist, ferner ist sie infolge des Abbaues von Kalk und Gips von einer breiten Randkluft und einem tieferen Einsturztrichter gestört (18, Anm. S. 61). Ca. 150 m nördlich der Terrasse bei Pt. 274 (nach Karte von Hansen) liegt eine weitere in gleicher Höhe, durch einen Seitenbach der Our von der ersteren getrennt. Auch sie zeigt neben Flusschotter Tertiärquarzite von über Faustgrösse und Körner von Rasenerz.

Das gleiche Niveau ist zwischen Reisdorf und Bigelbach über der relativ schmalen untern Hauptterrasse als ca. 400 m breite prächtige Terrasse in 268 m Höhe ausgebildet. Auch hier liegt massenhaft Flusschotter in den Aeckern, daneben findet man doppelfaustgrosse Tertiärquarzite und in grossen Mengen Rasenerz. Vom letzteren wurden hier die schönsten Stücke des ganzen Arbeitsgebietes gefunden. Das grösste glich in Form und Dimension einer Ohrmuschel.

Die Oberterrasse.

Sie liegt hoch über der obern Hauptterrasse, ist aber nur noch im Bereich des Niederbergs erhalten. Man findet Reste davon am südwestlichen Fohrberghang in ca. 315 m (120 m), wo Flusschotterstücke auf einer leichten Verflachung liegen, dann am Galgenberg, einem alten Mäandersporn, der auf seinem Scheitel eine sanft südwärts geneigte, also wahrscheinlich nachträglich gekippte Verebnung in 318 m mit sehr viel deutlichem Flusschotter trägt. Ferner ist die Schotterinsel um 300 m Höhe am Capelt, dem südöstlichen Ausläufer des Niederbergs, in dieses Niveau zu stellen. Man findet dort über faustgrosse Quarzgerölle, vorwiegend aber kleiner Kies, zum Teil aus konglomeratischen Schichten stammend, daneben wenige typisch flache Flusschotter, grössere Tertiärquarzite und Rasenerz. Am nördlich davon gelegenen Waldrand in 315 m Höhe liegt 30 cm unter der Ackererde eine schwarz oxydierte, stark eisen-schüssige, verkittete Konglomeratschicht von ca. 5 cm Dicke, die nicht zu den Triassschichten gehört. Es dürfte sich um eine rasenerzähnliche Bildung handeln. Ein eigentlicher alter Talbodenrest ist also im Gebiet des Capelt nicht mehr erhalten, wohl aber Bildungen, die zu einem älteren Talsystem gehören.

Weitere Ueberreste der Oberterrasse sind keine aufgefunden worden. In verschiedenen, auf der geologischen Karte als Diluvium eingezeichneten Resten können nach der Beschaffenheit der Schotter alte Talsystemreste vermutet werden, sie können aber keinem Niveau eindeutig zugeordnet werden. Darunter befinden sich die Schotter und kopfgrossen Tertiärquarzite auf dem Jungenbüsch in 320 m Höhe an der Strasse von Bettendorf nach Eppeldorf, sowie das Schotterplateau mit faust- bis kopfgrossen Tertiärquarziten und stark verwittertem Flusschotter in 330 m Höhe auf «Thiernes» über den westlichen Gilsdorfer Werksteinbrüchen.

Die schönen, aber seltenen Flusschotter in den Aeckern auf dem Goldknapp hingegen scheinen auf künstlichem Weg hingelangt zu sein. Eine Nachkontrolle hat ergeben, dass der Miststock des Bauern aus Erpeldingen, der die betreffenden Felder auf dem Goldknapp bewirtschaftet, in den Schottern einer tieferen Sauerterrasse liegt, sodass beim Misttransport auch Flusschotter auf die Aecker verfrachtet wird.

Das Schotterplateau des Bloch westlich Tandel in 320 m Höhe hingegen ist sicher in ein Flusssystem zu stellen. Es ist nicht ausgeschlossen, dass es zur Oberterrasse gehört. Allerdings handelt es sich nicht um eine Sauerterrasse, sondern um eine solche der Blees. Man findet am Bloch stark verwitterte Gerölle von Quarzit und Gangquarz, daneben stellenweise gelbbrauner, lehmiger Boden, ferner stecknadelkopf- bis höchstens erbsengrosse Rasenerzkörner und mehrere faust- bis kopfgrosse Tertiärquarzite. Ein einzelner, lediglich kantengerundeter Block davon mit der typischen braunen Verwitterungsrinde und den näpfchenförmigen Vertiefungen auf der firnisglänzenden Oberfläche hat sogar Dimensionen von 50/25/10 cm.

Das Pliozänniveau.

Es ist noch eindeutig erhalten auf dem Herrenberg und dem Kochert südlich Feulen. Das Alter kann zwar im Bereich des Oeslingrandes nicht bestimmt werden, doch lässt sich das Niveau eindeutig das Sauerthal abwärts bis zur Mosel verfolgen und schliesst dort an die ins Pliozän gestellten Höhenlehme und Schotter des Moseltroges an. Ferner deutet der stark verwitterte Zustand der einzelnen Schotter auf ein bedeutend höheres Alter, als dasjenige der pleistozänen Flusschotter.

Auf dem Herrenberg liegt ein ebenes Plateau, das vom Geologischen Dienst von Luxemburg auf 394,4 m über N. N. einnivelliert worden ist, mit sehr stark verwittertem, meist zerbrochenem Grobkies. Eine Schotterauszählung ergab folgende Zusammensetzung :

85% rötlicher, selten grauer Quarzit, zum Teil mit dünner, dunkler Verwitterungsschicht,

12% Gangquarz, teilweise in einem derart fortgeschrittenen Verwitterungszustand, wie er sonst nirgends angetroffen wurde,

ca. 3% faustgrosser Tertiärquarzit.

Die Grösse der Gerölle schwankt zwischen den Dimensionen 15/3 cm bis 2/1 cm, wobei die Quarzite eher flach, die Gangquarze und Tertiärquarzite kugelig sind.

Die Hochfläche ist beim Vermessungssignal vollständig horizontal, fällt im Süden bis zur Ruine des Herrenberg-Hofes und gegen Südosten bis zu den alten Kalkbrennöfen ein, überall noch mit den gleichen Schottern in geringerer Menge übersät.

Die Schotterfläche am Kochert liegt auf 391 m und weist einen ähnlichen Zustand der Gerölle auf. Diese Schotter liegen über dem Grenzdolomit (Ku²) des untern Keupers, diejenigen auf dem Herrenberg auf den « Bunten Mergeln » des untern Keupers (Ku¹).

b) Die Flussterrassen der Our.

Die Aufnahmen erstrecken sich über das untere Ourtal von Stolzemburg bis zur Mündung bei Walendorf, sind aber insofern unvollständig, als nur der Bereich auf luxemburgischem Staatsgebiet untersucht werden konnte. Die Lücke im Terrassenprofil von Gentingen bis zur Mündung ist dem Umstand zuzuschreiben, dass sich sämtliche Flussterrassen auf dem linksseitigen, deutschen Gebiet befinden. Für den Abschnitt zwischen Stolzemburg und Bivels wurden zum Teil die Untersuchungen von H. Flohn (9) benutzt.

Talboden und Talform.

Kurz unter Stolzemburg zwängt sich die Our in die enge Schlucht zwischen Pohlberg und dem nördlichen Plateau des Nicolausbergs. An der engsten Stelle, wo der Fluss von der Ost- in die Südrichtung übergeht, ragen im Flussbett anstehende Bänke devonischen Quarzsandsteins bis 1 m über den Wasserspiegel. Nach 1 km Lauf wendet er sich gegen Osten, hat links den flachen Gleithang des südlichen Pohlbergs und rechts die sehr steile Wand der Kaul. Er prallt hierauf seitlich an die Bivelser Kop, wo er eine starke Einsattelung dieses Sporns verursacht hat, wendet sich « rückwärts » gegen NW, später gegen Norden und weist hier erstmals auf der Gegenseite eines heftigen Aufpralles an die steilen Felswände eine kleine Talsohle auf. Nach einem Nordwärtsfliessen von 1,5 km biegt das Tal wieder über Osten in die Südrichtung um. Ein weiterer, kräftiger Aufprall südlich Bivels an der Ostseite des Kop-Sporns führte zu einer Verstärkung der Einsattelung beim Uebergang der Strasse Vianden-Stolzemburg.

Auch im weiteren Verlauf bis kurz vor Vianden finden wir noch keine nennenswerte Talsohle. Beidseits steigen die mit Lohhecken bewachsenen Hänge vom Fluss aus steil empor bis zur Oeslinghochfläche. Erst kurz vor Vianden schaltet sich eine 30—40 m breite Talsohle ein, die sich nach dem Städtchen im « Neugarten » auf ca. 100 m verbreitert. Die seitlichen Hänge haben nichts an Steilheit eingebüsst, sind hier aber etwas niedriger, da wir uns schon im Bereich der Fallzone befinden. Bei der S-förmigen Schlinge von Roth treten die Gehänge nochmals bis zum Fluss vor, um dann endgültig auseinander zu weichen und eine 100—400 m breite Talsohle freizugeben.

Bei der Betteler Mühle wird die Our von einem niedrigen, flachen Sporn stark nach rechts gedrängt, nachher pendelt sie frei und wird erst bei Hösdorf vom südöstlichen Ausläufer des Niederbergs nochmals in ein etwas engeres Tal verwiesen.

Im allgemeinen hat das Ourtal im Bereich des Oeslings einen schluchtartigeren, jugendlicheren Charakter, als das Sauerthal, welches von Gœbelsmühle an fast durchgehend eine kleine Talsohle aufweist.

Die Flussterrassen.

Es können im ganzen 6 evtl. 7 Niveaus unterschieden werden, von denen aber nur eines durchgehend zu verfolgen ist, während die übrigen auf grössere Strecken unterbrochen sind. Wegen des grossen Unterbruches aller Terrassenprofile zwischen Gentingen und der Ourmündung ist der Anschluss an die Sauerterrassen nicht durchführbar. Ausserdem weichen die Hebungsbeträge von denjenigen der Terrassen der Oeslinger Sauer zu stark ab, sodass auch keine Parallelisation mit den Niveaus des genannten

Sauerlaufs vollzogen werden kann. Die einzelnen Terrassenzüge wurden deshalb lediglich von unten nach oben nummeriert.

Wenn wir von den Terrassen am Wangerten, an deren Bildung auch die Sauer massgebend beteiligt war, absehen, so liegen die südlichsten Terrassen auf Luxemburger Seite gegenüber von Gentingen.

Am Weg zum Kranzenhof (Hansen : « Mon. Leh ») hinauf liegt in 212 m (22 m) eine Terrasse mit grossem, flachem Flusschotter über Devon. Das gleiche Niveau liegt jenseits des kleinen Tobels, das vom Niederberg herunter kommt, in 218 m (28 m). Entweder ist der südliche Abschnitt an einer kleinen Verwerfung eingesunken, oder das erwähnte Schotterpaket ist einige Meter abwärts gerutscht. Wahrscheinlich handelt es sich um eine kleine Verwerfung, da auch die höheren Niveaus einen ähnlichen Sprung zeigen. In den Triasschichten ist mangels geeigneter Aufschlüsse keine Verwerfung nachweisbar.

Der Terrassenzug zieht sich, nur von den kleinen Seitentobeln jeweils unterbrochen, links über der Strasse bis zur Betteler Mühle, wo er von der Strasse in 218 m durchschnitten wird, liegt dann den östlichen Häusern von Bettel vorgelagert, wo er bis auf 225 m (32 m) ansteigt. Nördlich der Bettelerdele finden wir ihn unter dem Friedhof nochmals in gleicher Höhe. Am östlichen Schmitberg ist er in 235 m (41 m) als schotterfreie Erosionsterrasse, die leicht talwärts einfällt, ausgebildet. Nördlich davon ist er nirgends mehr mit Sicherheit festzustellen.

Zwischen Gentingen und der Betteler Mühle liegen noch drei weitere Niveaus parallel über dem genannten ; das zweite am Weg nach Longsdorf in 227 m (37 m), mit wenigen Unterbrüchen als Flusschotterband bis zum Lauterbach, wo es in 230 m (38 m) liegt, das dritte in 240 m (48 m) als sehr breite Terrasse mit Flusschotter über den westlichen Häusern von Bettel und das vierte um 275 m (83 m), in diesem Abschnitt lediglich als Verflachung ohne Flusschotter ausgebildet.

Im Abschnitt von der Mühle bis zum Schmitberg schalten sich drei weitere Niveaus ein. Das unterste liegt bei der alten Eisenbahnbrücke über die Our in 220 m (25 m) als 15 m breite, ebene Terrasse mit Flusschotter und ca. 2 m gelbem, feinsandigen Lehm, der auf Seite 20 (siehe Fig. 2) näher beschrieben worden ist. Es ist im weiteren Verlauf nicht mehr erhalten bis zur Doppelschlinge um Kop und Pohlberg, wo es am rechten Talhang westlich des Pohlbergs als deutliche Erosionsleiste in 236 m (20 m) und nach den Untersuchungen von H. Flohn auch an andern Stellen in gleicher Höhe angedeutet ist.

Das dritte Niveau steigt über Bettel als breite Schotterterrasse auf 235 m (42 m) und beim Friedhof von Bettel auf 239 m (45 m), wo ebenfalls viel Flusschotter im Felde liegt. Nördlich des Kunzbaches ist es als Spornverflachung um 250 m (54 m) angedeutet, fehlt dann bis zum Pohlberg und Kop, wo die Schotterterrasse um 270 m (60 m-Stufe von H. Flohn) wahrscheinlich in dieses Niveau zu stellen ist.

Das vierte Niveau, das über der Mühle von Bettel in 241 m (49 m) liegt, zieht sich als breite Schotterterrasse in 245 m (52 m) über den westlichen Häusern von Bettel durch, liegt im Betteler Wald als Flusschotterstreifen im Buntsandstein in 252 m (58 m) und nördlich des Kunzbaches als Verebnung im Devon in ca. 265 m (69 m) Höhe. Auch in diesem Niveau fehlen alle Spuren bis Bivels, wo das Schotterniveau um 290 m (80 m-Stufe von Flohn) hier einzuordnen ist.

Das fünfte Niveau kann als einziges eindeutig durch den Abschnitt von Roth bis Bivels durchverfolgt werden, es dient daher auch weitgehend als Vergleichskurve, um die andern, lückenhaften Niveaus zu verbinden. Im Süden scheint es über der Mühle von Bettel ins vierte Niveau auszustreichen, der Uebergang kann im Felde aber nicht beobachtet werden. Talaufwärts finden wir es nochmals als Flusschotterstreifen, morphologisch aber nicht deutlich als Terrasse ausgeprägt, in 250 m (58 m) Höhe, 300 m südlich der Strasse von Bettel nach Fohren. Es besteht die Möglichkeit, dass es hier lokal etwas abgerutscht ist. Nördlich der genannten Strasse ist es in 257 m (64 m) als breite Terrasse erkennbar, die grauen, flachen Flusschotter trägt, welcher von den kugeligen, rotgefärbten Geröllen des konglomeratischen Buntsandsteins, in dem es liegt, deutlich unterschieden werden kann. Am Betteler Wald finden wir es in 265 m (71 m), ebenfalls als deutliche Flusschotterzone im Buntsandstein. Am Schmitberg liegt es auf 275 m (79 m) als Terrasse im Devon mit wenig Flusschotter. NE Vianden, rechts über der Strasse zum Sanatorium hinauf, ist es als sanft einfallende Terrasse mit Flusschotter in 292 m (92 m) ausgeprägt, und an der Kaul südlich Bivels ist es als prächtige Erosionsterrasse in 305 m (97 m) erhalten. An der nördlichen Kop liegt es ungefähr in gleicher Höhe, wird dort von H. Flohn als 100 m-Terrasse beschrieben. Eine sehr breite, sanft einfallende Verebnung am rechten Talhang westlich des Pohlbergs in 314 m (96 m) dürfte ebenfalls in dieses Niveau zu stellen sein.

Das sechste Niveau ist lediglich in einigen undeutlichen Fragmenten erhalten. Verflachungen am Hang südlich Stolzemburg in 338 m (120 m) ; das kleine Plateau auf der Kop in 328 m, das nach der Ansicht von H. Flohn (9) ganz wenig erniedrigt sein kann ; die Verebnung in 331 m, welche das Schloss Falkenstein trägt und der Pohlbergkamm in 330—340 m Höhe weisen auf ein mögliches Niveau in 120 m

relativer Höhe hin. Unterhalb des Scheuerhofes liegt eine leichte Verebnung in 314 m (114 m) und auf dem Schmitberg in 306 m im Devon.

Das siebente Niveau ist sehr fraglich. Es ist am rechten Talhang südlich Roth lediglich durch einige Verebnungen markiert, die zum Teil aber petrographisch bedingte Denudationsterrassen sein können, andere, ebenfalls im Buntsandstein gelegen, weisen flachere Gerölle auf, die aber nicht eindeutig von denjenigen des Buntsandsteins zu trennen sind. Nördlich Roth fehlen alle Anzeichen eines Niveaus.

Höher gelegene Terrassen konnten nicht festgestellt werden.

c) Die Flussterrassen der Wark von Niederfeulen bis Ettelbrück.

Die Wark ist wohl das interessanteste Gewässer des Untersuchungsgebietes. In einem breiten, greisenhaften Tal zieht sie dem Fuss der Muschelkalkcuesta entlang, wendet sich nach Niederfeulen plötzlich gegen Norden (siehe Abb. 7) und zieht als enge, von steilen Wänden flankierte Schlucht durch das Devon der Fallzone. Erst nach 11 km langem Umweg gegenüber einer Luftlinie Feulen-«Thal» von 2 km verlässt sie das Schiefergebirge wieder. Unmittelbar beim Austritt aus dem devonischen Bereich bei der Aufnahme des Bächleins aus dem «Thal» verbreitert sich der Talboden wieder auf 250–300 m für die kurze Laufstrecke bis zur Einmündung in die Alzette bei Ettelbrück.

Der Talboden ist auf der ganzen Laufstrecke ausgebildet, doch liegt seine Breite durchwegs unter 100 m, beträgt im Durchschnitt ca. 40 m. Die Wark umfließt, besonders im S–N gerichteten Laufstück, mehrere kleine Sporne, die infolge der Lateralerosion talaufwärts in steilen Wänden abfallen. Zwischen Welscheid und «Thal» weist ein solcher ehemaliger Sporn, der heute nur noch aus einer 4–5 m hohen Schwelle aus devonischem Grobschiefer besteht, in der Mitte einen 2 m breiten Durchbruch auf, der von einem Arm der Wark durchflossen wird, während der andere Arm die Schwelle umfließt.

Die Talhänge sind sehr steil, fast durchwegs mit Lohhecke und Ginster bewachsen, was den Ueberblick über die als Gesimse stellenweise vorhandenen Erosionsterrassen erschwert. Die einzelnen Terrassen lassen sich aber deutlich in fünf Systeme einordnen, die mit denjenigen der Sauer übereinstimmen.

Die Niederterrasse.

Sie ist im Abschnitt «Altwerk», 1 km nördlich des Einganges zum «Thal» als Leiste in 232 m (15 m) angedeutet, liegt talaufwärts am Osthang des nördlichsten Spornes der Oeslinger Wark in 247 m (6 m) und am Sporn oberhalb Welscheid in 252 m (6 m). Ungefähr bei der Einmündung des Feuchterbaches, wo das Längsprofil der Wark eine Gefällsvergrößerung aufweist, scheint das Niveau in den Talboden auszustreichen.

Die untere Mittelterrasse.

Sie ist durchgehend gut erhalten, liegt am zweiten Sporn unterhalb Niederfeulen als Terrasse mit wenig Flusschotter in 278 m (7 m), 600 m vor Einmündung des Feuchterbaches in gleicher Ausbildung in 268 m (8 m), 200 m talabwärts in 271 m (11 m) als Erosionsleiste und weitere 200 m nördlich wiederum als schöne Terrasse mit Flusschotter in 269 m (9 m). Am Weg über das «Scheuerchen» nach Kehmen hinauf findet man eine deutliche Verflachung in 269 m (10 m), ebenso am Südfuss der Langerschleid in 262 m (12 m) und am Sporn vor Welscheid in 262 m (16 m). Ueber den südlichen Häusern von Welscheid liegt eine Verflachung in 256 m (14 m) und im N–S gerichteten Talabschnitt ist das Niveau am ersten rechtsseitigen Sporn in 253 m (15 m) als schöne Terrasse erhalten, an deren Fuss Flusschotter mit ca. 7 cm Durchmesser liegt. Ueber dem Weg nach Bürden hinauf liegt es in 254 m (22 m) als gleithangähnliche Verflachung, die aber etwas über dem ehemaligen Systemboden liegt; auf dem letzten rechtsseitigen Sporn vor dem «Thal» in 224 m (11 m) mit Flusschotter in lehmigem Boden und am flachen Sporn auf der linken Seite, der das Oeslinger Warktal vom breiten Unterlauf trennt, als schöne Terrasse in gleicher Höhe. An seiner steilen nördlichen Prallseite ist prächtiger Flusschotter von 3–7 cm Durchmesser in ca. 3 m Mächtigkeit über dem Devonsockel aufgeschlossen.

Die obere Mittelterrasse.

Sie ist in den obern drei Vierteln des Oeslinger Warklaufes gut erhalten, fehlt aber im untersten Abschnitt ganz.

Sie zieht von der Verebnung mit Flusschotter in 292 m (18 m) am Weg kurz nach der ehemaligen Mühle von Niederfeulen über den Sporn 500 m vor Einmündung des Feuchterbaches, wo eine Terrasse in 283 m (21 m) liegt, wird auf der rechten Talseite von einer Gratverflachung in 286 m angedeutet, desgleichen nach der Aufnahme des Feuchterbaches in 282 m (22 m) und bei der Mündung des Mausbaches von einer Verflachung in gleicher Höhe, die eine Erosionsterrasse des untersten Mausbaches darstellt. Am Südfuss der Langerschleid ist das Niveau in 288 m (38 m) von einem sehr flach einfallenden Gleithang markiert, ebenso am gegenüberliegenden Hang in 286 m, wo man neben Lehm und einigen kleinen Flusschottern noch mehrere über faustgrosse Gerölle aus Gangquarz und Quarzit findet, die aus dem Basalkonglomerat des Buntsandsteins stammen, dessen Nordgrenze heute 500 m südlich liegt. Die schönste Terrasse dieses Niveaus liegt beim obersten Hof von Welscheid in 297 m (54 m), bei der damaligen Einmündung der Fromicht (siehe Abb. 8), ist ca. 80 m breit und fällt sanft gegen Osten ein. In den Aeckern findet man kleine Flusschotterstücke und seltener kugelige Gerölle von Gangquarz. Am Sporn östlich von Welscheid zieht das Niveau über die schöne Erosionsterrasse in 290 m (49 m) und 800 m südlich davon über das 30 m breite und wohl über 100 m lange ebene Gesimse am rechtsseitigen Steilhang in 288 m. Südlich davon konnte es nirgends mehr festgestellt werden.

Die untere Hauptterrasse.

Sie ist durchgehend verfolgbar und kann an 10 Stellen nachgewiesen werden.

Diese befinden sich in Reihenfolge der Flussrichtung aufgezählt:

Ob der ehemaligen Mühle von Niederfeulen in 302 m (25 m) als prächtige Flussterrasse mit kleinem Flusschotter und wenigen kugeligen Geröllen aus dem Basalkonglomerat über Devon (Abb. 7 über dem Dach der alten Mühle); beidseits des zweiten linksseitig einmündenden Tobels als Terrassen mit etwas Flusschotter in 304 m (33 m); 400 m talabwärts am rechtsseitigen Talhang in 306 m (34 m) als sanft einfallende Verebnung, die seltene verschwemmte Gerölle des oben auf dem Windhof-Plateau liegenden Basalkonglomerates trägt; weitere 400 m nördlich als prächtiges Erosionsgesimse in 303 m (37 m); vor Einmündung des Feuchterbaches in 319 m (59 m) als Gratverflachung, die wahrscheinlich etwas über dem damaligen Talboden liegt; als undeutliche Verflachung an der westlichen Langerschleid in ca. 320 m (63 m); an der südlichen Kehre des Weges von Welscheid nach Scheidel in 325 m (79 m) als Terrasse mit wenigen Geröllen aus dem Basalkonglomerat, das auf dieser Seite nirgends mehr erhalten ist; rechts über dem Talabschnitt «Altwerk» als prächtige Terrasse, 50 m breit und ca. 300 m lang mit wenigen kleinen Flusschotterstücken, in einer Höhenlage von ca. 278 m (60 m) im Norden und 273 m (56 m) im Süden, unterhalb der Hardt-Kiesgrube von Warken als Schotterterrasse um 256 m (46 m), die sich mit kleinen Unterbrüchen seitlich der Hardt bis zu ihrem Südende zieht, wo sie als gemeinsame Terrasse mit der Alzette und sehr wahrscheinlich auch der Sauer in 246 m (46 m) endigt.

Die obere Hauptterrasse.

Ueber seine Existenz kann kein Zweifel herrschen, doch ist das Niveau nur in sehr spärlichen Resten angedeutet. Bei Niederfeulen finden wir es in Form zweier auffallend horizontalen Verebnungen nördlich des Dorfes und auf dem Sporn, der das erste linksseitige Nebentobel im Norden flankiert. Beide Verebnungen liegen in 322 m (45 m) Höhe im Devon, weisen aber keinen Flusschotter, lediglich einige Gerölle aus dem weiter nördlich noch als Inseln in situ liegenden Basalkonglomerate auf. Erst in der Umgebung von Welscheid finden sich weitere Reste dieses Systems, die aber nur wegen ihrer Lage über den tieferen Niveaus mit den vorher genannten Verebnungen in Zusammenhang gebracht werden können. Im Süden der Langerschleid über dem steilen Abfall zur Wark hinunter liegt eine gleithangähnliche Verflachung, die nur fluviatil entstanden sein kann, aber keine Flussablagerungen aufweist. Die Unterkante liegt um 350 m (100 m); der damalige Talboden dürfte wenig tiefer gelegen haben. Eine ähnliche Form finden wir südlich Welscheid, die aber noch etwas stärker geneigt ist, also einen höher gelegenen Abschnitt eines alten Gleithanges darstellt. Seine Unterkante liegt um 370 m, der Talboden hat mindestens 10 m tiefer gelegen.

Am Weg vom «Thal» zum ehemaligen Kreuzhof hinauf liegt eine Terrasse im Devon um 280 m (68 m), die neben grossen Mengen von Schieferscherben einige wenige Gerölle aus dem tiefer und höher anstehenden Buntsandstein trägt. Auch sie kann lediglich auf Grund der Höhenlage über dem tieferen Niveau in die obere Hauptterrasse gestellt werden. Diese läuft gegen Süden aus auf der schon mehrmals erwähnten Hardtterrasse in 267 m (57 m), am Südende in 260 m.

Höher gelegene Terrassen sind keine erhalten.

d) Die übrigen Entwässerungslinien.

Die Fallzone westlich Ettelbrück wird von der obern Wark und der Attert entwässert, die beide der Alzette tributär sind, sodass schliesslich die Entwässerung der gesamten Fallzone der Sauer zufällt.

Die linksseitigen Nebenbäche der beiden erstgenannten Flüsse beginnen alle mit einer breiten, flachen Ursprungsmulde in nächster Nähe der Kulminationslinie, senken sich sofort steil zu tiefen Tobeln ein, bilden aber bald eine schmale Talsohle, die im mesozoischen Bereich eine beträchtliche Breite annehmen kann. Ihr Lauf folge der Richtung des Einfallens der Fallzone, sodass alle parallel von NNW nach SSE fliessen. Eine Ausnahme in bezug auf die Länge bilden die Colpach und ihr belgischer Nachbar der Nothomerbach, die beide 4—5 km weit über die Kulminationslinie zurückgreifen (siehe Tafel III). Ferner sei als Ausnahme in bezug auf die Laufrichtung der W—E fliessende Rodbach oberhalb Pratz erwähnt, auf dessen Talgeschichte wir in einem späteren Zusammenhang eingehen werden.

Die Wark von Grosbous bis Niederfeulen — nennen wir sie nach dem Dorf, das in der Talmitte liegt, die Merziger Wark — nimmt ausschliesslich von links her grössere Nebenbäche auf. Da der breite Tal-torso ohne typischen Oberlauf unvermittelt am «Prener», ca. 50 m über dem Pratzertal anfängt, hat die Bevölkerung des Gebietes aus dem natürlichen Empfinden heraus, dass ein Tal nicht im Greisenzustand beginnen könne, den ersten grösseren Nebenbach bei Grosbous als Wark-Oberlauf bezeichnet.

Die vier grösseren Nebenbäche — dieser Bach von Grosbous, der Tourelbach bei Merzig, der Michelbach bei Oberfeulen und die Feul bei Niederfeulen — sind sich zum Verwechseln ähnlich. Alle weisen auch im steilsten Oberlauf, wo sie bis 120 m in die Fallzone eingetieft sind, einen mindestens 10—20 m breiten Talboden auf, der sich im untersten Drittel auf ca. 80 m verbreitert, oft versumpft ist und sehr flach konkav in die seitlichen Hänge übergeht. Der Boden ist stark lehmig und besteht aus zusammen-geschwemmtem Material; im Bächlein liegen viele bis kopfgrosse, ausnahmsweise bis 80 kg schwere Quarz- und Quarzitgerölle aus dem seitlich anstehenden Basalkonglomerat. In dem kleinen, meist trocken liegenden Seitentälchen, das nördlich der ehemaligen Mühle von Niederfeulen in die Oeslinger Wark einmündet, waren in einer Brunnengrabung 3 m rotbrauner Lehm mit wenigen Geröllen und Schiefer-scherben aufgeschlossen, wobei das Devon noch nicht erreicht war. Es liegen hier also starke Anschwem-mungen vor, die grösseren Kräften zugeschrieben werden müssen, als sie die heutigen bescheidenen Bäch-lein darstellen.

Im Abschnitt östlich Ettelbrück finden wir entsprechend den andern morphologischen Verhältnissen eine viel weniger einheitliche Entwässerung. Neben kleinern, aus petrographischen Gründen konvex in die auslaufende Fallzone eingetieften Bächen wie Flosbach und Bamerthal bei Diekirch, greift die Blees als grösster linksseitiger Nebenbach der Sauer — abgesehen von der Our — weit in die Oesling-hochfläche hinein. Unterhalb Bastendorf, also beim Uebergang vom devonischen zum mesozoischen Be-reich, bildete sie wie ihr Nebenbach, der Tandelerbach unterhalb Tandel, eine breite Talsohle aus, die oberhalb auf 10—20 m reduziert ist. Die Wände fallen von der Hochfläche, beziehungsweise der Fall-zone, terrassenlos, steil ein. Der allgemeine Aspekt ist ähnlich demjenigen der Wark-Nebenbäche (siehe Abb. 10).

In einer Uebersicht über die Längsprofile des gesamten Sauer-Entwässerungsnetzes berechnete M. Heuertz (11) für die Blees ein mittleres Gefälle von 17‰ (berechnet nach Höhenangaben der Karte von Hansen), also weitaus das stärkste aller grösseren Nebenflüsse der Sauer (Wark: $12,5\text{‰}$, Our $5,2\text{‰}$, Sauer $2,8\text{‰}$). Das Längsprofil stellt beinahe eine Gerade dar, ist also von der Terminante noch weit entfernt.

Die Entwässerung des Plateaus um Longsdorf und Marxberg zeigt betont konvex eingeschnittene Tobel. Die Ramgrächt bei Longsdorf mit ihren Seitenbächen schneidet sich unvermittelt mit grossem Gefälle in flache Mulden ein, was auf eine heute noch aktive, rückschreitende Erosion hinweist. Zeugen ähnlich junger, intensiver Erosionstätigkeit können noch an vielen Stellen im mesozoischen Bereich beobachtet werden, es sei zum Beispiel an die Schankengrächt bei Pratz erinnert, die schon von G. Baecke-root und M. Lucius beschrieben worden ist.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass auffallende Unterschiede im Reifezustand des Entwässerungsnetzes herrschen. Neben reifen bis greisenhaften Formen hauptsächlich W—E streichen-der Täler (Wark von Merzig, mittlere Sauer von Ettelbrück bis Bettendorf) dominieren jugendliche For-men der N—S Entwässerung, die zum Teil aber Hinweise auf eine früher bedeutend aktivere Erosion (Seitentobel der Merziger Wark) bieten. Die drei Haupttäler der Sauer, Our und Oeslinger Wark zeigen mit ihrer Terrassenausbildung mehrphasiges Eintiefen.

C. MORPHOGENESE.

I. DATIERUNG DER FLUSSTERRASSEN.

Die Datierung der Flussterrassen im Gebiet des Oeslingrandes bietet grosse Schwierigkeiten, da in keiner Schotterablagerung Fossilien gefunden wurden.

M. Lucius stellt auf seiner geologischen Karte, Blatt Diekirch (34), die höchstgelegenen Gerölle am Herrenberg, Kochert und Capelt ins Jungtertiär, die tieferen Schotter der Flussterrassen ins Pleistozän. Die Unterscheidung erfolgt auf Grund der Höhenlage und des Verwitterungszustandes der Gerölle, zwei Kriterien, die in einem Gebiete, wo junge tektonische Bewegungen vermutet werden müssen und Aufschlüsse recht spärlich sind, nicht zu einer eindeutigen Trennung führen können.

Das nächstgelegene Gebiet, in dem eine solche Trennung vollzogen worden ist und wo zudem eine gewisse Gliederung des Pleistozäns vorgenommen wurde, ist das Moseltal, in welchem von verschiedenen Autoren Terrassensysteme durchverfolgt und im Anschluss an die Rheinterrassen, beziehungsweise die Vogesenvergletscherung, genauer datiert wurden.

Die Flussniveaus des Oeslingrandes wurden deshalb durch das untere Sauertal verfolgt und bei Wasserbillig an die Terrassensysteme der Mosel angeschlossen.

Leider besteht aber für das Moseltal noch keine zusammenhängende Untersuchung, die sich von Koblenz bis zur luxemburgischen Grenze erstreckt. Die bisherigen Ergebnisse der verschiedenen Forscher sollen im folgenden kurz zusammengefasst werden:

A. Leppla (12) datiert die Moselterrassen im Anschluss an die drei Mosel-Vogesen-Vereisungen:

1. Die grosse Decken- oder Hochtalvergletscherung der westlichen Südvogesen nach SW und W zur Saône hin, die er in die Günz-Mindel-Eiszeit stellt. Ihr entspricht eine obere Terrassengruppe, 100—230 m über dem Moselbett (100 m-Terrasse = Hauptterrasse).

2. Der grosse Moselgletscher von Eloyes aus der Riss-Eiszeit mit der mittleren Terrassengruppe, 30—100 m über dem Moselbett.

3. Die jüngeren Vergletscherungen in den Quellgebieten der Mosel und einiger Nebenflüsse im Würm, der die untere Terrassengruppe, 8—30 m über dem Moselbett, entspricht.

An mehreren Stellen der 30 m-Terrasse (=Hochterrasse) wurden *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus* gefunden, so bei Trier-Kürenz ein Backenzahn des erstgenannten Tieres.

Als höchstgelegenes Diluvium der Mosel in der Trierer Gegend erwähnt A. Leppla die auf Hunsrückschiefer liegenden Sande bei Tarforst (4 km SE Trier) in ca. 330 m ü. NN., d. h. 210 m über der Mosel.

B. Dietrich (8) unterscheidet ebenfalls drei Terrassengruppen, eine untere, mittlere und obere. Bei der Sauermündung liegen sie in den folgenden Höhen über Normalnull:

obere Terrasse (= Hauptterrasse)	250 m (121 m ü. Mosel)
mittlere Terrasse	180 m (51 m ü. Mosel)

Seine untere Terrasse dürfte nach der Profildarstellung 8 m über der Mosel liegen.

An der Mündung der Prüm in die Sauer, unterhalb Echternach, liegt die obere Terrasse in 257 m (104 m) und die mittlere in 205 m (52 m).

Zwischen der Saarmündung und Trier fand B. Dietrich Terrassen in folgenden Höhenlagen:

mittlere Terrassengruppe:

durchlaufende Terrasse	187 m (61 m)
Lokalterrasse	171 m (45 m)

obere Terrassengruppe :

durchlaufende Terrasse	270 m (143 m)
Lokalterrasse	235 m (108 m)
obere Terrasse	320 m (194 m)

J. Zepp (31) fand im Kylltal 8 Terrassenzüge, die bei der Mündung in die Mosel, ca. 7 km unterhalb Trier, in folgenden Höhen über der Kyll bzw. Mosel liegen :

Alluvialterrasse		1,5 m
Niederterrasse		6—8 m
Mittelterrasse	untere	20 m
	obere	55 m
Hauptterrasse	untere	80 und 100 m (im Unterlauf zweigeteilt)
	obere	130 m
Oberterrasse		170 m
Pliozänterrasse		ca. 230 m

Letztere wird nach dem petrographischen Befund von E. Kurtz («Die Leitgesteine der vorpliozänen und pliozänen Flussablagerungen an der Mosel und am Südrand der Kölner Bucht. Verh. d. Naturhist. Vereins Bonn 1926», zit. bei J. Zepp, Lit. 31, p. 44) ins Pliozän gestellt, was mit ihrer Einmündung in das pliozäne Niveau der Mosel übereinstimmt.

Die obere Kyll-Hauptterrasse entspricht der obern Mosel-Terrasse B. Dietrichs, die Kyll-Niederterrasse der untern Mosel-Terrasse.

J. Reichrath (25) untersuchte die Terrassen der Saar und datierte sie im Anschluss an diejenigen von A. Leppla (12) und Untersuchungen an der obern Saar. Er fand 7 durchgehende Terrassenzüge, die bei der Mündung in die Mosel folgende Höhen über NN. (über Saarlauf) aufweisen :

		m üb. NN.	üb. Saar	Altersbezeichnung
Saar-Trogterrasse (= Moseltrog)		405	280	präglazial
Hochterrasse		342	215	Altdil. (Donau-Günz)
Mittelterrasse		266	139	Mitteldil. (Mindel)
Hauptterrasse	obere	242	115	} Jungdil. (Riss)
	untere	225	98	
Niederterrasse	obere	176	49	} Spätdil. (Würm)
	untere ca.	150—160	20 — 35	
Sohlechterrasse mit Hochflutbett		137	10	Alluvial

Auf den untern Terrassen zwischen Wiltingen (an der Saar) und dem Trierer Friedhof fand Reichrath mächtige ortsfremde, rohe Quarzitblöcke bis zu 5 m³ Inhalt, die zur Diluvialzeit vom Flusseis aus dem Durchbruchstal der untern Saar dorthin verfrachtet worden sind.

M. Lucius (21, p. 46) nennt reiche Fossilfunde aus den Schottern der Mosel-Niederterrassen, wo in den Kiesgruben von Mertert und Wasserbillig (im heutigen Mosel-Talboden) Knochenreste von *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Bos primigenius*, seltene Reste des Renntiers, ein Oberschädel mit Gehörn von 1,2 m Spannweite von *Bison priscus*, ferner *Cervus elaphus* und Reste des Wildpferdes gefunden wurden. Die Grösse der einzelnen Funde schliesst die Möglichkeit aus, dass sie von höheren Terrassen heruntergeschwemmt sein können. Diese prächtige Tiergesellschaft stellt geradezu ein Schulbeispiel für spät-diluviale Fauna dar. Sie ist zwischen Hochwürm und beginnendes Postglazial zu stellen.

Aus dieser Zusammenfassung der wichtigsten Arbeiten über die Flussterrassen in der Umgebung der Saueremündung geht hervor, dass es heute noch nicht möglich ist, eine sichere Datierung der anschliessenden Sauerterrassen vorzunehmen. Es soll im folgenden aber trotzdem versucht werden, eine möglichst wahrscheinlichste Gliederung durchzuführen, die auf den Untersuchungen im Moselgebiet beruht. Sollte eine zukünftige Spezialuntersuchung des letzteren zu einer andern Gliederung führen, so wären die neuern Erkenntnisse stillschweigend auch auf die Datierungen am Oeslingrand zu übertragen.

Die Talsohle oder Niederterrasse der Sauer, die sich von Erpeldingen bis Wasserbillig durchverfolgen lässt und sich in die Mosel-Talsohle (unterste Niederterrasse nach A. Leppla) fortsetzt, ist in Uebereinstimmung mit A. Leppla und den von M. Lucius zitierten Fossilfunden ins jüngste Pleistozän (Würm) zu stellen. Nach M. Lucius (21, p. 48) hat der damalige Fluss sein Bett mit 4—8 m mächtigen Schottermassen ausgefüllt. Er schnitt dann sein heutiges Bett in diese ein und deckte sie mit feinsandigen Ablagerungen (Alluvium) zu. Die Talsohle liegt stellenweise bis 7 m über dem heutigen Flussbett.

In einer Grundwassergrabung am Mäandersporn zwischen Mesenich und Langsur (auf der geologischen Karte (34), Blatt Grevenmacher, beim Schnittpunkt des Feldweges, der von der Hauptstrasse an die Sauer hinunterführt mit der 140 m-Isohypse) zeigte folgendes Profil (April 1950) :

0—1,1 m Humus mit wenigen kleinen Geschieben, einigen Sandsteinbrocken und rezenten Flussmuscheln

1,1—4,4 m grober Flusschotter, hauptsächlich aus devonischem Quarzit, ein über kopfgrosser, eckiger Kalkbrocken aus dem obern Muschelkalk, ein faustgrosses, schlecht gerundetes Geröll von Buntsandstein (steht 3 km flussaufwärts im Flussbett an), nebst Sand

4,4—5,2 m feiner Kies mit handgrossen Kalkbrocken und einem 5 mm grossen Rasenerzkörnchen

5,2—6,3 m anstehende Sandsteinbänke mit Mergelzwischenlagen

6,3—7,2 m gebankte mergelige Sande und Mergel.

Höhe der Oberfläche : 7,2 m über der Sauer.

Ein Terrassenzug ca. 20 m über der Sauer entspricht der untern Mittelterrasse von J. Zepp, der untern Terrassengruppe Lepplas, er lässt sich nur bis Echternach mit Sicherheit durchverfolgen.

Der Terrassenzug, der bei der Sauermündung 50 m über dem Fluss liegt, kann bis ins Oesling hinauf verfolgt werden. Er ist identisch mit der mittleren Terrasse Dietrichs, der mittleren Terrassengruppe Lepplas (Riss) und der obern Mittelterrasse von Zepp. Reichrath erwähnt dieses Niveau nicht, es liegt nach Dietrich 61 m über der Mosel bei der Saarmündung, würde also zwischen die würmeiszeitliche obere Niederterrasse und die risseiszeitliche untere Hauptterrasse fallen. Hierzu ist zu bemerken, dass die «alluviale» Sohlenterrasse von J. Reichrath, die sowohl nach den Fossilfunden bei Trier und Wasserbillig wie auch nach den von ihm erwähnten, vom Flusseis transportierten Taunusquarzitblöcken bei Trier ins späte Diluvium, also ausgehende Würm zu stellen ist. Es ist daher möglich, dass die obere Niederterrasse von J. Reichrath älter als Würm ist. Wir bezeichnen die Sauerterrasse, welche in die Mosel-Mittelterrasse Dietrichs übergeht, ebenfalls als untere Mittelterrasse. Ihre Entstehung ist ins Riss, frühestens ins frühe Würm zu stellen.

Das nächsthöhere Niveau liegt an der Sauermündung 70—75 m über dem Fluss, ist auch längs der Mosel zwischen Wasserbillig und Mertert feststellbar, kann aber mit keiner der untersuchten Moselterrassen koordiniert werden. Es entspricht der mittleren Terrassengruppe von A. Leppla. Nennen wir es obere Mittelterrasse. Es ist nach A. Leppla in die frühe Risseiszeit zu stellen.

Die untere Hauptterrasse ist im Unterlauf, ähnlich wie es J. Zepps Untersuchungen an der Kyll zeigen, in zwei Terrassenzüge aufgespalten, die 101 bzw. 88 m über der Sauermündung liegen. Sie gehen — nicht direkt beobachtbar — in der Umgebung von Minden (15 km vor der Mündung) flussaufwärts gesehen ineinander über. Die Datierung ist schwierig. Reichrath stellt sie ins Riss, nach A. Leppla wäre sie der Wende Mindel-Riss zuzuschreiben.

Die obere Hauptterrasse liegt an der Mündung um 120 m über dem Fluss und entspricht sowohl im Mündungsgebiet der Kyll, wie in deren Mittellauf der gleichnamigen Terrasse von J. Zepp. Auch mit der obern Terrasse (der Hauptterrasse) Dietrichs stimmt sie überein. J. Reichrath stellt sie ins frühe Riss, A. Leppla ins späte Mindel.

Ein höheres Niveau, die Oberterrasse nach J. Zepp, kann nicht eindeutig durchverfolgt werden. Lediglich nach dem Abstand der einzelnen Vorkommen über der obern Hauptterrasse können ihr die Terrassenreste am Niederberg, Galgenberg und Capelt zugeordnet werden. Sie ist nach J. Reichrath und A. Leppla ins Altdiluvium zu stellen.

Das Niveau um 190—200 m über der Sauermündung entspricht den pliozänen Höhenlehmen und Schottern des Moseltales. Wir können es daher in Uebereinstimmung mit J. Zepp als Pliozänniveau bezeichnen. Ihm gehören im Gebiete des Oeslingrandes die Schotter auf Herrenberg und Kochert an.

Das mittlere und untere Sauertal war also im Jungpliozän bereits vorgezeichnet, bestand aber erst aus einer flachen Mulde. Die eigentliche Taleintiefung hingegen fällt ausschliesslich ins Pleistozän.

II. JUNGE TEKTONISCHE BEWEGUNGEN IM BILDE DER FLUSSTERRASSENPROFILE.

Im Bereich der Fallzone zeigen die Terrassenprofile der drei untersuchten Täler von Wark, Sauer und Our ein deutliches Divergieren talaufwärts (siehe Tafel II). Dafür können zwei Erklärungsmöglichkeiten angeführt werden :

1. Das Flussgefälle hat sich im Verlaufe des Pleistozäns verringert.
2. Das Gebiet der Fallzone hat eine tektonische Aufbiegung erfahren. Oder es sind beide Ursachen verkettet.

Es sollen vorerst die Gefällsverhältnisse zur Zeit der verschiedenen Niveaus geprüft werden. Dies ist für die Terrassen des Warktales möglich, wo das Tal zuerst auf eine Luftlinie von 3 km Länge von Süden nach Norden in die Fallzone hineinzieht und 2 km östlich davon genau parallel zur ersten Richtung in gleicher Länge von Norden nach Süden zieht. Der westliche Abschnitt zeigt auf den ersten Blick, dass mit tektonischen Aufbiegungen zu rechnen ist, da die höheren Terrassenzüge sogar talabwärts beträchtlich ansteigen. Wir wollen aber noch untersuchen, wieweit Aenderungen des Flussgefälles im Laufe der Zeit eintraten.

Wir setzen voraus, dass die eventuelle tektonische Aufbiegung in beiden Abschnitten die gleichen Beträge erreicht hat und vergleichen die Höhenlagen über NN. dreier gut erhaltener Niveaus und des heutigen Flusses an den Endpunkten der beiden Laufstrecken. Die Differenz der Höhen am Anfangs- und Endpunkt einer Laufstrecke ergibt das heutige Gefälle in Metern pro Laufstrecke von Norden nach Süden (+ heisst fallend, — heisst steigend).

	Westliches Talstück			Oestliches Talstück		
	S		N	N		S
untere Hauptterrasse	302	+19	321	328	+63	265
obere Mittelterrasse	283	— 1	282	290	+47	243
untere Mittelterrasse	278	— 9	269	255	+31	224
Wark	275	—17	258	241	+30	211

Wir gehen nun von der Behauptung aus, das Gefälle sei zur Zeit der betreffenden Niveaus gleich dem heutigen gewesen und prüfen dies nach, indem wir das heutige Gefälle der Warkstrecken (17 bzw. 30 m) von den heutigen Gefällen der Terrassen subtrahieren. Die erhaltenen Differenzen stellen den reinen Hebungsbetrag dar, der für die entsprechenden Terrassenabschnitte im Westen und Osten nach unserer Voraussetzung gleich sein muss. Wenn das wirklich der Fall ist, haben wir die aufgestellte Behauptung bewiesen.

Die reinen Hebungsbeträge der nördlichsten Punkte in bezug auf die südlichsten haben folgende Grösse :

	Westliches Talstück	Oestliches Talstück
untere Hauptterrasse	36 m	33 m
obere Mittelterrasse	16 m	17 m
untere Mittelterrasse	8 m	1 m

Abgesehen von der kleinen Abweichung der untern Mittelterrasse stellen wir eine für barometrische Höhenmessungen überraschende Uebereinstimmung fest, was uns zeigt, dass im Warktal das Flussgefälle zur Zeit der Anlage der verschiedenen Niveaus gleich dem heutigen war.

Da aber die nur ca. 2 km ostwärts die Fallzone durchschneidende Sauer, wie auch die Our ähnlichen hydrologischen Bedingungen ausgesetzt waren, wie die Wark, dürfen wir annehmen, dass die Erkenntnis über frühere Flussgefälle auch auf diese beiden Täler übertragen werden darf.

Das volle Ausmass der Abweichungen höherer Niveaugefälle vom heutigen ist also auf tektonische Bewegungen zurückzuführen.

Das Vorhandensein verschiedener Terrassenniveaus zeigt, dass Phasen der Eintiefung mit solchen der Lateralerosion und teilweisen Akkumulation abgewechselt haben. Man darf daraus aber nicht unbedingt schliessen, dass die Tiefenerosion einer tektonischen Hebung, die Akkumulation einer Ruhephase entsprochen habe. Es wäre durchaus denkbar, dass die Hebung mehr oder weniger stetig vor sich gegangen ist und die Anlage der Terrassen auf klimatische Ursachen zurückzuführen wäre, ähnlich wie A. Leppa (12 und 13) die Entstehung der Moselterrassen mit klimatisch bedingten Schwankungen der Wasserführung erklärt.

An den Terrassenprofilen des Warktales stellen wir eine Aufkippung gegen Norden fest, die durch alle Zeiten von der obern Hauptterrasse (Mittelpleistozän) bis über das Spätwürm (Niederterrasse) hinaus angedauert hat, und auch im heutigen Flussprofil noch zum Ausdruck kommt, indem das Gefälle im westlichen Abschnitt 4,8‰, im östlichen dagegen 6,5‰ beträgt. Bei Niederfeulen divergieren die Terrassen, bei den nördlichen Häusern von Warken konvergieren sie wieder und gehen bei den letztern deutlich in ungefähr parallelen Verlauf über. Durch diese beiden Punkte können wir also die Scharnierlinie der Aufkippung ziehen, die von Westen nach Osten streicht.

Das starke Abheben der obern von der untern Mittelterrasse in der Umgebung von Welscheid zeigt eine axiale Verbiegung. Die obere Mittelterrasse liegt hier 37 m über der untern gegenüber nur 15 m bei der Umbiegung der Oeslinger Wark von der S—N in die W—E-Richtung. Das entspricht einer zusätzlichen Hebung der obern Mittelterrasse von 22 m, die der axialen Verbiegung zuzuschreiben ist. Ein junger Quersattel zieht hier in ungefähr S—N-Richtung durch Welscheid. Es handelt sich um die nördliche Fortsetzung des auf S. 13 erwähnten und von M. Lucius in seiner tektonischen Uebersichtskarte des Gutlands (20) eingezeichneten Quersattels von Niederfeulen. Die Wark hat diesen Quersattel antezedent durchschnitten.

Die totale Eintiefung seit der obern Hauptterrasse bei Welscheid beträgt ca. 120 m, am Eingang zum Oeslinger Warktal nur 50 m, bei Warken 53 m. Die Hebung seit dem Mittelpleistozän beträgt also rund 70 m.

Die Sauerterrassen zeigen ebenfalls ein Divergieren talaufwärts. Um die Hebungsbeträge quantitativ mit denjenigen der Wark (ohne Quersattel) zu vergleichen, betrachten wir vorerst nur den Abschnitt von Erpeldingen bis zum Hedebüsch, der in Richtung, Länge und Lage in der Fallzone den beiden S—N bzw. N—S streichenden Warkabschnitten entspricht. Die folgenden Zahlen geben die relative Höhe der Terrassen (Höhe über der Sauer) bei den südlichen Häusern von Erpeldingen und am Hedebüsch an. Die Differenzen entsprechen der tektonischen Hebung des Nordpunktes gegenüber dem Südpunkt :

	Erpeldingen	Hedebüsch	Hebung
obere Hauptterrasse . .	64 m	118 m	54 m
untere Hauptterrasse . .	49 m	84 m	35 m
Niederterrasse	5 m	16 m	11 m

Der Hebungsbetrag für die untere Hauptterrasse stimmt mit demjenigen der Wark (S. 31) überein.

Verfolgen wir die Niveaus gegen Norden, so bemerken wir ein weiteres Ansteigen, das langsam abnimmt. Von der Linie Bourscheid-Flehbouberg an sinken die Niveaus wieder schwach ein. Die Kulmination der Terrassenzüge fällt also zusammen mit der topographischen Randkulmination der Oeslinger Hochfläche. Die untere Scharnierachse d. h. die Stelle, wo die Terrassen in parallelen Verlauf übergehen, liegt bei den südlichen Häusern von Erpeldingen.

Im folgenden seien die Hebungsbeträge der Kulminationsstelle gegenüber der Gegend von Gœbelsmühle und den betreffenden Höhen bei Erpeldingen aufgeführt :

	Erpeldingen	Kulm. Linie	Hebung	Gœbelsmühle	Einsinken
Niveau von Bürden	ca. 85 m	ca. 210 m	ca. 125 m	—	—
obere Hauptterrasse	64 m	—	—	124 m	—
untere Hauptterrasse	49 m	87 m	38 m	ca. 77 m	10 m
obere Mittelterrasse	ca. 33 m	62 m	29 m	57 m	5 m
Niederterrasse	5 m	21 m	16 m	17 m	4 m

Die Sauer hat also die Kulminationszone antezedent durchbrochen.

In den Profilen des Sauertals bemerken wir ähnlich wie im Warktal ein starkes Abheben der obern von der untern Mittelterrasse. Während der Risseiszeit hat also eine stärkere Aufkippung stattgefunden.

Im Ourtal finden wir ein Bild, das von dem besprochenen etwas abweicht. Es sei aber nochmals betont, dass die Our-Niveaus am schlechtesten erhalten sind und besonders im Abschnitt von Roth bis Bivels grosse Lücken klaffen. Zudem ist der Anschluss an die Sauerterrassen mangels Untersuchungen auf deutscher Seite nicht mit Sicherheit zu ziehen.

Wir können aus den Profilen aber die folgenden Schlüsse ziehen :

1. Auch hier ist eine Aufkippung von SSE gegen NNW festzustellen, die alle Niveaus ergreift.
2. Die Scharnierachse liegt bei den südlichen Häusern von Bettel.
3. Die einzelnen Niveaus steigen auffallend parallel auf, was darauf schliessen lässt, dass die Hebung spät noch beträchtliche Beträge erreicht hat.
4. Die obersten beiden Niveaus deuten nördlich der topographischen Kulminationslinie ein leichtes Einfallen an, zeugen somit für eine tektonische Kulmination, die von der Our antezedent durchbrochen wurde.

Die dritte Feststellung dürfte in Zusammenhang stehen mit dem allgemein jugendlichen Aspekt des Ourtals im Vergleich zum Sauertal.

Die totale Hebung des 5. Niveaus bei der Kulminationslinie verglichen mit der Höhenlage bei Bettel beträgt 51 m, die übrigen Niveaus sind an der interessanten Stelle alle unterbrochen.

Die Sauerterrassen von Ettelbrück bis zur Ourmündung sind nur lückenhaft erhalten, zeigen aber im grossen ganzen einen dem heutigen Talboden parallelen Verlauf. Bei Bettendorf tritt eine Störung auf, die sowohl die untere, als auch die obere Mittelterrasse gleichmässig erfasst. Sie erreicht wahrscheinlich auch in den höheren Niveaus gleiche Beträge, soweit aus den Höhenlagen der entsprechenden Terrassen westlich und östlich der Störung geschlossen werden kann. Es liegt eine ganz junge, ca. S—N verlaufende bruch- oder flexurartige Hebung des östlichen Abschnittes von ca. 10 m gegenüber dem westlichen vor. Das erklärt uns die geschilderte Reaktivierung des Weileschbaches mit seinen jungen seitlichen Wasserrissen, die hauptsächlich gegen Osten beachtliche Grösse erreichen. Die Störungslinie setzt sich nördlich Bettendorf in einer Verwerfung fort (Geologische Karte, Blatt Diekirch), bei welcher der östliche Flügel um einen ähnlichen Betrag gegenüber dem westlichen gehoben ist. M. Lucius (18, p. 86) stellte bei der Untersuchung des obern Muschelkalkes fest : « Im Steilhang, welcher das bewaldete Plateau « Grossradt » südlich Bettendorf gegen Norden abschliesst, bilden die Schichten eine typische, von Süden nach Norden gerichtete Einmuldung, welche nördlich der Sauer durch die Verwerfung Bettendorf-Schwalsberg abgelöst wird. Durch die Einbiegung der Schichten um 4 bis 5° gegen Osten, im westlichen Flügel der Mulde, entstehen unter dem obern Muschelkalk die Quellen des « Weilesbach », mit etwa 200 Minutenliter Schüttung. »

Die Einmuldung lässt sich anhand der wenigen Terrassenreste nicht nachweisen, wohl aber der asymmetrische Quersattel, der sie gegen Osten begrenzt und im Norden als Verwerfung ausläuft.

Die Vermutung drängt sich auf, dass diese Querstörung neben andern Ursachen zur Ausbildung der breiten Schotterebene zwischen Bleesmündung und Bettendorf Anlass gab, wo die Sauer praktisch gefälliglos über mehreren Metern Schotter dahinfließt, und, wie sich aus dem über 1 km langen Damm westlich Bettendorf und den Hochwassermarken an Häusern bei der Station Bettendorf schliessen lässt, die Ebene mehrmals überschwemmte, während der Fluss kurz nach Möstroff in einem engen Tal in Stromschnellen über den anstehenden Linguladolomit fließt. Die Hebung östlich Bettendorf zur Zeit der Anlage des Talbodens, d. h. im späten Pleistozän bis frühen Holozän, hat den Fluss zur Aufschotterung gezwungen. Das rechtwinklige Umbiegen nach Süden zwischen Bettendorf und Möstroff steht mit einer weiter östlich gelegenen Quermulde in Zusammenhang, deren Achse durch Kapendahl und den südlichsten Punkt des Sauerlaufs in diesem Abschnitt geht. Der Fluss passt hier seine Schlinge den tektonischen Gegebenheiten an. Sie war früher, wie die höheren Terrassenreste am Galgenberg und Capelt zeigen, bedeutend flacher, erst nach Anlage der Hauptterrassen hat das Tal seinen heutigen Verlauf mit zweimaligem rechtwinkligem Umbiegen erreicht.

Zusammenfassung.

Die Fallzone hat eine Aufkippung gegen NNE erfahren. Die untere Scharnierlinie zieht von den südlichen Häusern von Bettel über Erpeldingen und Niederfeulen. Die Linie stärkster Heraushebung ist identisch mit der topographischen Kulminationslinie. Nördlich davon erfolgte leichtes Einbiegen.

Es handelt sich also um eine flexurartige Verbiegung, die im Sinne der heutigen Devonoberfläche erfolgte. Knapp die Hälfte der durchschnittlichen Neigung der Devonoberfläche von 4,2% im Gebiet von Hardt bis Bourscheid ist auf mittelpleistozäne bis holozäne Bewegungen zurückzuführen, die nach Anlage des Niveaus von Bürden einsetzten. Ein Drittel der Aufkippung erfolgte nach Anlage der obern Hauptterrasse, d. h. seit dem frühen Riss. Senkrecht zur Flexurachse schalten sich jungpleistozäne Quersättel und -mulden ein, die in Verwerfungen übergehen können.

III. DAS ENTWÄSSERUNGSNETZ.

a) Die Warkanzapfung.

Geht man von Niederfeulen über Merzig und Grosbous das breite, flache Warktal aufwärts, so stellt man erstaunt fest, dass es am Prener südwestlich Grosbous in die Luft hinaus streicht.

Es liegen verschiedene Erklärungsversuche dieses sonderbaren Flusslaufes vor.

Nach der Auffassung von G. Baeckeroot (5, p. 169 ff.) ist die Wark ursprünglich als subsequenter Fluss längs der Triascuesta gegen Südwesten gezogen, also in umgekehrter Laufrichtung, und war an der Bildung des Cuestadurchbruches bei Pratz beteiligt. Infolge der vorherrschenden Sauererosion ist die Wark hierauf von einem Nebenfluss der Sauer angezapft und durch rückschreitende Erosion zur Laufumkehr gezwungen worden, sodass sie schliesslich im Niveau der Hardt bei Ettelbrück in diese mündete.

Diese Hypothese muss bei Berücksichtigung der jungen tektonischen Vorgänge abgelehnt werden, denn es ist morphologisch nicht denkbar, dass die Wark im Abschnitt von Niederfeulen bis Welscheid ihren Lauf entgegen der zur Zeit der Anlage des Hardtniveaus (obere Hauptterrasse) sehr kräftigen Aufkippung umkehren konnte.

M. Lucius sieht im Folscheiderbach und obern Rodbach den Oberlauf der Wark. Infolge rückschreitender Erosion des untern Rodbaches ist die ursprüngliche obere Wark angezapft und nach Süden abgelenkt worden.

Eine Nachprüfung hat im Prinzip zur Bestätigung dieser Auffassung geführt (siehe Fig. 3).

Auf dem Prener liegt eine Insel von gebleichtem Schotter, der sich deutlich vom rotgefärbten Konglomerat des Buntsandsteins unterscheiden lässt. Eine Kiesgrube westlich der Ruine des Jenkenhofes zeigt, dass es sich um zusammengeschwemmtes Material von Sand und Schotter aus rötlichem und grünlich-grauem Quarzit sowie weissem Gangquarz handelt, der zum grossen Teil aus konglomeratischen Schichten der Trias stammt, wie Reste von kalkigem Bindemittel zeigen.

Diese Schotter müssen vom verschwundenen Oberlauf der Merziger Wark angeschwemmt worden sein. Eine ähnliche Anschwemmung in Form einer Terrasse findet man ca. 200 m westlich des Zusammenflusses von Hosterbach und Folscheiderbach in 340 m Höhe. Auch hier findet man im grauen Schotter kleinere Blöcke von triadischem Konglomerat.

Betrachtet man nun die Längsprofile von Wark, Buschrodtbach und Folscheiderbach, die in Fig. 3 in eine Ebene projiziert sind, so findet man in den beiden letztgenannten einen auffälligen Gefällsknick. Jene Laufabschnitte liegen im devonischen Schiefer, die Gefällsänderung kann also nicht petrographisch bedingt sein, aber auch die Aufkippung der Fallzone kann nicht direkte Ursache sein, sonst müsste man die gleiche Erscheinung auch im Profil der Grosbous-Wark, des Michelbaches und der andern nördlichen Nebenbäche der Merziger Wark finden.

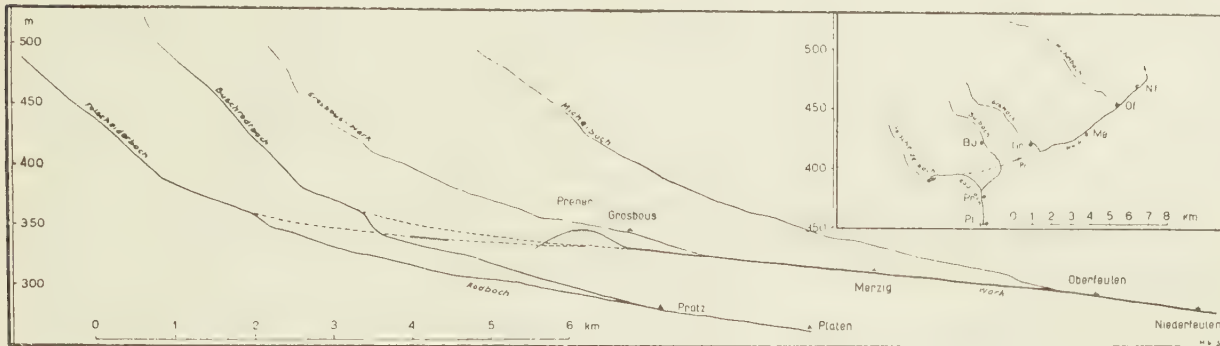


Fig. 3. — Flussprofil von Rodbach und Wark vor und nach der Anzapfung.

Die Absätze müssen durch Tieferlegung der Erosionsbasis und rückschreitende Anpassung der Gefällskurve entstanden sein. Eine Verlängerung des obern Profilabschnittes über den Inflexionspunkt hinaus gibt uns also ein Bild des Baches, wie er früher existiert haben muss. Die Verlängerung der Gefällskurve des obern Folscheiderbaches streicht über die Flussterrasse vor Aufnahme des Hosterbaches und findet die genaue Fortsetzung im Lauf der Merziger Wark, streicht aber ca. 15 m unter der Schwelle des Preners hindurch. Auf genau denselben Punkt zielt auch die extrapolierte Kurve des obern Buschrodtbaches, die parallel derjenigen der Grosbous Wark verläuft.

Es stellt sich noch die Frage nach der Entstehung der Schwelle des Preners, die sich im Profil deutlich aus der Kurve der Merziger Wark heraushebt, also nicht ursprünglich sein kann. Die geologische Karte zeigt, dass bei der untersten Mühle von Buschrodt das Devon am östlichen Talhang höher hinaufsteigt. Südlich Grosbous ist ein Ansteigen des Kontaktes von Buntsandstein und unterem Muschelkalk gegen Westen bemerkbar. Es muss also ein tektonischer Quersattel in N—S-Richtung über den Prenen ziehen, der gegen Süden an der Verwerfung abstösst, die durch die Schankengräch und den Nordhang der Seitert zieht. Leider kann die Sprunghöhe dieser Verwerfung wegen der ufernahen und daher unter sich ähnlichen Ausbildung der Schichten im Felde nicht bestimmt werden. Sie muss aber, nach der geologischen Kartierung zu urteilen, zwischen 10 und 20 m betragen. Diese Grössenordnung stimmt überein mit dem Betrag von 15 m, um den die Schotter am Prenen gegenüber dem verlängerten Profil der Merziger Wark zu hoch liegen, so dass sich die Annahme aufdrängt, dass die Prenerschwelle durch junge tektonische Bewegungen emporgehoben wurde.

Die Morphogenese des obern Warktales sieht also folgendermassen aus :

Ursprünglich floss die Wark aus der Umgebung von Rambrouch längs dem heutigen Hosterbach und Folscheiderbach gegen ENE über den Prenen ins heutige Warktal. Sie folgte also der Muschelkalkcuesta von ihrem westlichen Anfang an. Da bei Folscheid der Muschelkalk auskeilt, konnte diese in der Umgebung nur geringe Höhe aufgewiesen haben. Die Aufkippung der Fallzone führte zu einer Intensivierung der Erosion der nördlichen Seitenbäche und damit ihrer Schuttführung, während das subse- quente Tal, welches wenig nördlich der Scharnierlinie floss, lediglich in seiner ganzen Länge hochgehoben wurde, also keine Gefällsänderung erleiden konnte. Die Tieferlegung der Erosionsbasis in der Umgebung der Hardt bei Ettelbrück vermochte sich kaum wesentlich bemerkbar zu machen, da die Hebung im Bereich des Oeslinger Warklaufes immer als lokale Erosionsbasis für den übrigen Oberlauf wirken musste. So wurde die Wark zur Aufschotterung gezwungen. Von Süden her wurde die Landterrasse vom kräftig rückwärts einschneidenden Rodbach bearbeitet, der damals ungefähr das Stadium des heutigen Vichtbaches bei Vichten erreicht haben mochte. Jener arbeitete sich durch die Muschelkalkcuesta hindurch, zapfte den Oberlauf der Wark an und machte ihn der Attert tributär. Der Quersattel

des Preners mag damals schon in Erscheinung getreten sein und bildete die neue Wasserscheide zwischen Buschrodtbach und Merziger Wark. Im letzteren Tal hat sich seit der Anzapfung nicht mehr viel geändert; das Tal mag heute noch den ähnlichen morphologischen Aspekt tragen wie damals. Der ehemalige Warkoberlauf mit seinen Seitenbächen hingegen, der nun plötzlich eine tiefere Erosionsbasis erhalten hatte, begann sich stark einzutiefen, durchschnitt den Buntsandstein und legte tiefe Tobel ins devonische Grundgebirge.

b) Die ehemalige Bedeckung von Fallzone und südlichem Oesling.

Noch seltsamer als das Fehlen des Oberlaufes der Wark mutet einem der schluchartige Unterlauf an. Nach Niederfeulen wendet sich das Flüsschen unvermittelt nach Norden, um in einer grossen Schleife das Devon der Fallzone zu durchqueren. Schon 1907 hat M. Lucius in einer Studie über das Warktal (zit. in 14, p. 65) die epigenetische Entstehungsweise dieses Abschnittes erkannt. Die Untersuchungen von G. Baeckeroot (5, p. 172) bestätigten diesen Befund.

Es steht ausser Zweifel, dass der Oeslinger Warkabschnitt vor Aufkippung der Fallzone bereits angelegt sein musste. Und zwar wurde die erste Schlinge auf einer diskordant dem Devon aufgelagerten Schicht gezogen.

Die Oeslinger Warkschlinge ist in diesem Gebiet sozusagen das klassische morphologische Beispiel, das auf eine ehemalige Bedeckung der Fallzone hinweist. Es gibt aber noch weitere, geologische Hinweise, die für eine Bedeckung sowohl der Fallzone als auch der südlichen Oeslinghochfläche — soweit sie für die vorliegende Arbeit untersucht wurde — Zeugnis ablegen.

Ueber die Untersuchungen von M. Lucius über die faziellen Verhältnisse der Trias im nördlichen Gutland ist bereits in einem früheren Kapitel (Seite 8) hingewiesen worden. Es sei hier noch ein weiteres Indiz angeführt.

Überall, wo das Devon unter dem Basalkonglomerat des Buntsandsteins aufgeschlossen ist, findet man in Klüften eine intensive Rotfärbung von einer Eisenoxyd-lösung, die aus dem überlagernden Buntsandstein eingedrungen sein muss, da kein devonisches Gestein rot verwittert. Diese Rotfärbung trifft man aber auch dort an frischen Aufschlüssen im Devon, wo es keine jüngere Bedeckung mehr trägt, zum Beispiel längs der neuen Strasse von Lipperscheid nach Gøebelsmühle, wo kurz vor der Bahnstation eine 20 cm breite Kluft vollständig mit kraprot lehmigem Material gefüllt ist. Eine Flussterrasse südlich Michelau zeigt neben dieser Rotfärbung noch Gerölle, die nach Form und Grösse zu urteilen aus dem Basalkonglomerat stammen müssen, welches heute erst 3 km südlich ansteht. Die gleiche Färbung findet sich bei Hoscheid und im Ourtal nördlich Vianden. M. Lucius (23, p. 163) nennt als nördlichste Vorkommen im Ourtal bei Rodershausen, im Bleesttal bei Gralingen, im Sauertal bei Kautenbach, im Tal der Schlinder nördlich Oberschlinder, westlich Clerf auf dem Plateau von Eselborn und sogar in der Umgebung von Weiswampach an der nördlichen Landesgrenze.

Ein ca. 2 m tiefer Leitungsgraben westlich des Ronnebesch zwischen Grafenstein und Landscheid zeigte (September 1949) im anstehenden Schiefer der obern Siegenstufe mehrere Meter breite Taschen, gefüllt mit losen Schieferstücken, die äusserlich intensiv rot gefärbt waren. Die Färbung muss ebenfalls aus dem Basalkonglomerat kommen, welches heute noch in isolierten Inseln bis 495 m am Hoof nördlich Walsdorf, 435 m am Tandelberg und 512 m zwischen Roodt bei Ell und Rambrouch reicht.

Einen weiteren geologischen Hinweis für eine mesozoische Bedeckung mindestens des südlichen Oeslings geben die Vorkommen von Rasenerz und Tertiärquarziten auf der Sauerterrasse bei Schlindermanderscheid und von Rasenerz nördlich Heiderscheidergrund und am Hedebüsch.

M. Lucius (19, p. 334 ff.) untersuchte die Lager dieser Formation im südlichen Gutland und kam dabei zu folgendem Schluss: « Sie (Brauneisenstücke und Quarzite) bilden nesterförmige Einlagerungen in lockeren Lehm- und Sandschichten, wobei die Bildung von Eisenerz sich vorzugsweise in den Lehm-massen, die der Quarzite in den Sandlinsen vollzog. Quarzite und Brauneisenerz gehören lagerstättenkundlich mit den Lehmen und Sanden zusammen. Das Liegende dieser Lehme sind die verschiedensten Mergelsteine des Lias. . . Die grossen Blöcke und Platten zwischen dem nördlichen Liasrand und der Attert liegen zwar jetzt auf Keupermergel, sind aber nicht mehr von Lehm begleitet. Dieser ist vollständig weggeschwemmt und es ist unmöglich anzugeben, von welcher höhern Schicht sie senkrecht bis zu ihrer heutigen Lage abgesunken sind. Wahrscheinlich lagen sie ursprünglich auf den Gryphitenschichten. . . Tiefer als auf den Gryphitenschichten sind primäre Lagerstätten nicht bekannt. . . Sonst findet man die Lehme auf allen Liasschichten von den Jurensismergeln bis hinunter zu den Gryphitenschichten. »

Heutige Vorkommen von Rasenerz und Tertiärquarzit deuten also auf die Herkunft aus Liasschichten. Ueber das Alter der Formation schreibt M. Lucius weiter: (p. 333 f.)

« Alle auf primärer Lagerstätte auftretenden Vorkommen dieser Formation sind älter als das heutige Talsystem. . . Da die erwähnten Ablagerungen von den Flurterrassenflächen angeschnitten werden und älter als diese sind, so sind sie jedenfalls vorpliozän. Sie sind aber jünger als die obereozäne Bohnersformation. Genauer lässt sich in unserem Gebiet (Luxemburg) das Alter nicht bestimmen. Doch lässt es sich in den benachbarten Gebieten enger präzisieren. Von den französischen Geologen wird die pierre de Stonne, welche Bezeichnung dem Quarzit entspricht, zum Aquitanien gestellt. Grebe hat nachgewiesen, dass der Quarzit, den er als « Braunkohlenquarzit » bezeichnet, gleichalterig mit den Braunkohlenvorkommen der südlichen Eifel ist, die nach den Pflanzenfunden bei Eckfeld zum Untermiozän gehört. Die Formation des Raseneisenerzes und des Quarzites, für welchen wir den bisher gebrauchten Namen « Tertiärquarzit » beibehalten, ist daher auch in unserem Gebiet als untermiozäne Bildung anzusprechen, wozu natürlich nur die auf primärer Lagerstätte befindlichen Vorkommen gehören, während die umgearbeiteten diluvial und alluvial sein können. »

Da die Tertiärquarzite von Schlindermanderscheid nach ihrer Form und Grösse zu urteilen keinen weiten Flusstransport erleiden konnten, müssen sie als an Ort und Stelle hinunterprojizierte Reste einer ehemals bis mindestens zum Lias reichenden mesozoischen Bedeckung des Gebietes angesehen werden. Im Untermiozän haben wir uns in diesem Gebiet eine flache Moorlandschaft vorzustellen, die, auf den Meeresspiegel bezogen, tiefer lag als heute (19, p. 335). Der heutige Höhenunterschied zwischen Oesling und Gutland bestand damals noch nicht.

Die tektonischen Bewegungen am Oeslingrand, welche die heutige Nordgrenze der mesozoischen Schichten bestimmen, waren Ursache der Abtragung der ehemaligen Oeslingbedeckung. Auf diese Abtragung soll in einem späteren Kapitel näher eingegangen werden. Wenden wir uns vorerst der Entstehungsgeschichte des Flussnetzes zu.

c) Die Entstehung des Flusssystems im Bereich der Fallzone.

Ein Blick auf die Karte des Gewässernetzes zeigt uns die heterogene Entstehung des Flusssystems am Oeslingrand. Das gesamte Gebiet wird zwar von der Sauer mit ihren Hauptzuflüssen Attert, Alzette, Wark und Our entwässert, doch müssen bedeutende Unterschiede im Alter der einzelnen Talzüge bestehen.

Als jüngste Entwässerungslinien sind die in NNW—SSE-Richtung fliessenden Bäche der Fallzone zu bezeichnen, zu denen von Westen nach Osten aufgezählt, die Colpach, der Fresbach bei Nagem, der Rodbach, die linksseitigen Nebenbäche der Merziger Wark, sowie die Blees mit ihren Seitenbächen gehören. Sie alle sind infolge der jüngsten tektonischen Bewegungen entstanden und müssen auch nach ihrem morphologischen Aspekt als jugendliche Täler bezeichnet werden.

Die zweite Gruppe wird von der Sauer von Gœbelsmühle bis Ettelbrück und der Our gebildet, deren Laufrichtung zwar auch durch die generelle N—S-Abdachung der Ardennen bestimmt ist, die aber schon vor der Ausbildung der Kulminationslinie des Oeslingrandes angelegt waren, da sie diese antezedent durchschneiden.

Die dritte Gruppe wird von der Attert, der Wark und der mittleren Sauer gebildet. Diese Flüsse folgen dem Fusse der Fallzone, bilden sozusagen die Dachrinne. Ihre Entstehung ist in erster Linie der jungen tektonischen Aufbiegung des Oeslingrandes zuzuschreiben. Die beiden erstgenannten Flüsse folgen zudem als Subsequente einem Cuestafluss, der wohl für ihre Anlage mitbestimmend war. Es wäre schwer festzustellen, ob die Schichtstufe die Flussrichtung bestimmt hat, oder ob der Fluss eine Schichtstufe geschaffen hat. Für die Anlage der mittleren Sauer scheint die tektonische Scharnierlinie ausschlaggebend gewesen zu sein, denn die Flussrichtung fällt nicht zusammen mit einer Schichtstufe, da, wie schon früher erwähnt, der stufenbildende obere Muschelkalk an beiden Talseiten ansteht.

Die Anlage dieser Gruppe von Entwässerungslinien geht mindestens ins Pliozän zurück, wie die pliozänen Flussschotter auf dem Herrenberg und dem Kochert beweisen.

Als Fluss der vierten Gruppe ist die Alzette zu nennen, die entgegen dem Einfallen der mesozoischen Schichten gerichtet ist. Sie wird von M. Lucius in seiner Studie über das luxemburgische Flusssystem (21, p. 24.) als epigenetisch bezeichnet, d. h. sie wurde auf einer jüngeren Bedeckung angelegt, die ein Gefälle gegen Norden aufwies, der sogenannten neogenen Decke, die durch die Rasenerz-Quarzitformation vom eogenen Zyklus getrennt ist. Wie wir gesehen haben, dehnte sich diese Decke vom Gutland mindestens über das südliche Oesling gegen Norden hinweg und erreichte das Meer. Wie aus der

Verbreitung der Kieseloolithe am Nordabhang der Ardennen hervorgeht, muss das Meer noch zur Zeit des Oberpliozäns von Nordwestdeutschland über Holland bis ins heutige Scheitelgebiet der Ardennen gereicht haben (21, p. 35).

Die Heraushebung des Oeslings gegenüber dem Gutland konnte also frühestens im obersten Pliozän beginnen und führte dann zur Umkehrung der Oeslingflüsse wie Sauer und Our, während die Alzette sich gegen die geringe Schiefstellung der mesozoischen Schichten im Gutland von 1—2° gegen Norden behaupten konnte.

IV. DIE MORPHOGENESE DER FALLZONE.

Frühestens im obern Pliozän setzten die ersten differenziellen Bewegungen ein, welche das Oesling höher heraushoben als das Gutland und auf diese Weise eine erste Fallzone bildeten.

a) Abtragung der mesozoischen Schichten.

Wie wir gesehen haben, musste während des untern Miozäns, d. h. zur Zeit der Bildung der Rasen-Quarzitformation, die mesozoische Serie bis mindestens zum Lias noch über das Gebiet der heutigen Fallzone hinaus nach Norden gereicht haben. Während der langen folgenden Festlandperiode setzte über dem Oesling eine weitgehende Abtragung ein. Als aber im obern Pliozän die grossen Hebungen längs der Fallzone einsetzten, musste die mesozoische Bedeckung noch über sie hinaus gereicht haben, wie uns die folgenden Ueberlegungen zeigen.

Die epigenetische Oeslinger Wark wurde vor den ersten Hebungen auf mesozoischer Unterlage angelegt. Es ist sogar möglich, dass der vom Lopert gegen Welscheid hinauf streichende Quersattel, der nach den Terrassenverbiegungen bei Welscheid zu urteilen, noch nach Anlage der obern Mittelterrasse, also nach dem frühen Riss in Hebung begriffen war, sich schon vor der Aufkippung der Fallzone bemerkbar machte und so die Wark zur Bildung der nach Norden gelegten Schlinge veranlasst hat. Bis zum frühen Riss bzw. späten Mindel hatte sich die Wark bei Welscheid erst ca. 30—40 m in die devonischen Schiefer eingesenkt, liegt doch der höchste Terrassenrest der obern Hauptterrasse nur um diesen Betrag unter der Oberfläche der Fallzone. Wie wir aber bei den Sauerterrassen gesehen haben, betrug die Hebung seit der obern Hauptterrasse nur einen Drittel der gesamten Aufkippung der Fallzone. In dieser Zeit hat sich die Sauer um volle 110 m ins Devon eingesenkt. Sie musste also vor der obern Hauptterrasse, d. h. noch im frühen Pleistozän, lange Zeit in mesozoischen Schichten geflossen sein. Wie die starke Aufbiegung der Sauerterrasse von Bürden zeigt, musste die Hebung kurz vor Anlage der obern Hauptterrasse besonders aktiv gewesen sein, die Wark musste also relativ spät, wahrscheinlich erst kurz vor Anlage der obern Hauptterrasse das Devon erreicht haben.

Zu einem ähnlichen Schlusse gelangen wir beim Studium der Sauerterrassen.

Die Pliozänterrasse auf dem Herrenberg liegt auf 394 m ü. NN. Sie ist in der Oeslinger Laufstrecke der Sauer nicht auffindbar. Die höchsten Terrassenreste gehören dem Niveau von Bürden an, das bei der Kulminationslinie eine berechnete Hebung von 125 m gegenüber der Scharnierlinie erlitten hat. Nehmen wir nun an, das Pliozänniveau hätte lediglich die gleiche Aufbiegung erfahren, was ausgeschlossen ist, so müsste die hypothetische Pliozänterrasse bei Bourscheid, d. h. bei der Kulminationslinie, in ca. 520 m liegen, also noch 10 m über der Devonoberfläche. Da aber auch zwischen der Zeit des Pliozänniveaus und dem Niveau von Bürden eine Hebung stattgefunden hat, musste die pliozäne Sauer im Bereich des Oeslings noch weit über dem Devon, d. h. in mesozoischen Schichten, geflossen sein. Es ist daher gar nicht erstaunlich, dass man heute keine Reste der pliozänen Sauer im Oesling mehr findet, da sie mit den untergelagerten mesozoischen Schichten abgetragen worden sind. Auch Spuren der pleistozänen Oberterrasse fehlen in jenem Bereich, sodass der Verdacht nahe liegt, dass auch diese im mesozoischen Gestein lag.

Wir haben bei diesen Beispielen immer nur die Flussläufe, also die lokal tiefsten Punkte betrachtet. Die seitlichen Hänge der damaligen Täler und die höchsten Erhebungen reichten noch weit höher in die mesozoischen Schichten hinauf.

Die ersten Hebungen der Ardennen im obern Pliozän mussten im Norden, d. h. im Quellgebiet des N—S gerichteten Tales der Woltz-Clerf-Woltz-Sauer und der Our eingesetzt haben. Sie führten zu einer leichten Schrägstellung der mesozoischen Schichten und damit zur Ausbildung einer Schichtstufen-

landschaft, wie wir sie heute noch im Gutland treffen. Die Sauer oberhalb Gœbelsmühle, die Wiltz vor Kautenbach und der Trottenbach im nördlichen Oesling sind vielleicht ursprünglich als subsequente Nebenbäche angelegt worden, deren Richtung von einer Schichtstufe bestimmt wurde. Die relativ stärkere Hebung im Bereich des Oeslings beschleunigte den Abtrag der mesozoischen Schichten. Als frühestens im oberen Pliozän die Aufkippung der Fallzone einsetzte, wurde die Abtragung wegen des wachsenden Gefälles zusätzlich beschleunigt.

Wie die Verbiegungen der Flussterrassen von Sauer und Our zeigen, sind die tektonischen Bewegungen im Osten jünger als im Westen. Dies stimmt überein mit der allgemeinen Flussrichtung von Westen gegen Osten längs der Fallzone und ist vielleicht auch Ursache für die auffallende Erscheinung, dass das Längstal Woltz-Clerf-Wiltz-Sauer und im Gutland auch die Alzette nur von Westen her grössere Zuflüsse aufnehmen.

Sobald Denudation und Erosion mit der Herausarbeitung einer Schichtstufenlandschaft begannen, verschwand die sogenannte neogene Einebnungsfläche mit der Rasenerz-Quarzitformation. Sie ist heute nur noch dort erhalten, wo im südlichen Gutland die genannte Formation in situ liegt. Sie musste ehemals auf einer Schichtplatte gelagert haben. Also mussten auch die mesozoischen Schichten annähernd horizontal gelagert haben. Wären nämlich damals die mesozoischen Schichten schon schief gestanden, so hätte sich sofort eine Schichtstufenlandschaft herausgebildet und es wäre nie zur Bildung einer Einebnungsfläche gekommen. Die verschiedenen Cuestarücken des Gutlandes lassen sich zwar zwangslos in eine Horizontalebene mit 380–400 m Seehöhe einordnen (das 400 m- oder Gutlandniveau nach G. Baeckeroot), doch liegt absolut kein Grund vor, diese virtuelle Ebene als ehemalige Einebnungsfläche zu betrachten.

Diese Feststellung stimmt überein mit den Untersuchungen von H. Schmitthenner (29, p. 101), der generell eine Kappungsebene von Schichtstufen als unmöglich bezeichnet.

Doch kehren wir zurück zur Fallzone. Wie wir gesehen haben, mussten im frühen Pleistozän mesozoische Schichten mindestens noch bis zur Kulminationslinie gereicht haben. Suchen wir nach den Kräften, die beim Abtrag dieser Schichten tätig waren, soweit sie sich nach den heute noch erhaltenen Formen ermitteln lassen.

Auf der Keuperoberfläche der Fallzone nördlich der Attert und der Landterrasse von Reimberg-Schandel-Michelbuch findet man in grosser Verbreitung kugeligen bis eiförmigen Schotter aus devonischen Quarziten und seltener weissen Gangquarzen, der von van Werveke (33) als « Diluvium » kartiert wurde. Schon 1911 machte aber A. Leppla (12, p. 371) darauf aufmerksam, dass es sich bei diesen als diluvial bezeichneten Schottern um eine Verwechslung mit den verwitterten und aufgelockerten Konglomeraten des obern Buntsandsteins und des untern Keupers zu handeln scheint. G. Baeckeroot deutet diese Schotter als Rest der pliozänen « cailloutis de la Wark », die ehemals das ganze präpliozäne Relief überdeckten (4, Fig. 1). Die Untersuchungen von M. Lucius (18) bestätigten die Vermutung von Leppla, dass es sich um Restschotter verwitterter konglomeratischer Schichten handelt.

Das kalkige Bindemittel fiel der chemischen Erosion des Grundwassers zum Opfer und die unlöslichen, aus Quarz und Quarzit bestehenden Schotter blieben an Ort und Stelle liegen. Diese chemische Auflösung des Kalkes kann zu karstähnlichen Formen führen. Man findet zum Beispiel 200 m NE des östlichen Hofes am Lannenbergr eine Wanne mit ca. 80 m Durchmesser, die selbst talwärts ansteigt, also nicht von oberflächlicher Erosion herrühren kann. Sie liegt in einer konglomeratischen Stufe des Pseudomorphosenkeupers. Auf dem flachen Boden der Wanne liegen lose, bis kopfgrosse Gerölle. Es handelt sich hier um eine dolinenartige Form; das kalkige Bindemittel wurde lokal weggeschwemmt, sodass die Schotterkomponenten einsackten. Ähnliche Formen bis 150 m Durchmesser fand M. Lucius auf dem Plateau der « Seitert » westlich Pratz (18, p. 205).

Aus diesen Erscheinungen lässt sich schliessen, dass der chemischen Erosion eine beachtliche Rolle zuzuschreiben ist. Sie bricht weitgehend die Widerständigkeit des Gesteins, indem sie das Bindemittel auflöst und wegschwemmt und eine den oberflächlichen Denudations- und Erosionsvorgängen leicht zum Opfer fallende Schotterformation zurücklässt.

Der linear wirkenden Flusserosion fällt beim Abtrag der mesozoischen Schichten an der Fallzone eine besondere Bedeutung zu. Sie zerschneidet die Schichten in kleinere Blöcke und verstärkte während der Aufkippung der Fallzone das tektonisch bedingte Gefälle, indem sie am Fusse der Abdachung eine Längsentwässerungsrinne einsenkte, die zum Beispiel im heutigen Sauertal bei Diekirch ca. 170 m Tiefe gegenüber der Auflagerungsfläche des Keupers aufweist. Daneben fällt dem fliessenden Wasser der Abtransport des gesamten Detritus und des gelösten Kalkes zu.

Betrachtet man aber die vielen Tälchen, welche die Fallzone durchziehen, genauer, so erhebt sich grosser Zweifel, dass diese Formen allein dem fliessenden Wasser zuzuschreiben seien. Am deutlichsten fällt dies bei den nördlichen Seitenbächen der Merziger Wark auf. Selbst dort, wo im Oberlauf die Wände steil ansteigen, findet man einen welligen Talboden von selten unter 15 m Breite. Im Unterlauf — im Tal der Wark von Grosbous zum Beispiel in der Umgebung der Neumühle — weitet sich der Talboden zu einer ca. 80 m breiten sumpfigen Ebene. Die ganze Form und Grösse des Tales steht in einem krassen Missverhältnis zu dem bescheidenen Wässerchen, das es durchzieht. Leider fehlen tiefere Aufschlüsse. Lediglich in dem linken Seitentälchen nördlich der ehemaligen Mühle von Niederfeulen zeigte eine Brunnengrabung 3 m lehmiges Material, wobei aber die devonischen Schiefer noch nicht erreicht waren.

Bei einigen Tälern bemerkt man ausserdem einen deutlich asymmetrischen Querschnitt, dem flachen Westhang steht ein steilerer Osthang gegenüber.

Alle diese Merkmale deuten darauf hin, dass sich durch diese Täler gewaltige Schuttströme bewegt haben müssen, wie sie aus andern Orten von W. Penck (24, p. 90 ff.) und J. Büdel (7) geschildert werden. Der letztgenannte Autor hat diese Talformen, die er Korrosionstäler nennt (W. Penck: Korrosionstäler, Lit. 24, p. 92) eingehend studiert und ist dabei zum Schluss gekommen, dass ihre Bildung ins eiszeitlich kaltkontinentale Klima zu stellen ist, in welchem trotz gegenüber heute kleineren Niederschlagsmengen der Abflussfaktor wegen der geringen Verdunstung und des gefrorenen Bodens ein grösserer war. Zudem konzentrierte sich der Abfluss auf die kurze Periode der Schneeschmelze, in welcher kräftige Hochwasser die wesentliche Erosionsarbeit leisteten. Daneben wirkte an den Hängen eine intensive Solifluktion, die bei den vorherrschenden Westwinden am Westhang grösser sein musste, da dort im Windschatten grosse Schneewächten abgelagert wurden, die im Frühjahr zu einer starken Durchfeuchtung des Bodens führten. Auf diese Weise entstand nach den Untersuchungen von J. Büdel der asymmetrische Talquerschnitt.

Diese Seitentäler stellen also wenig veränderte pleistozäne Formen dar. Ihre angeschwemmten Talböden, vor allem auch der breite Talboden der Merziger Wark wären also folgerichtig als Diluvium, nicht als Alluvium zu bezeichnen.

Eine weitere Form flächenhafter Denudation bilden die vielen bachlosen Muldentälchen, die H. Schmitthenner (27 und 28) als «Dellen» bezeichnet. Man findet sie als sogenannte Ursprungsdellen, d. h. flache, halbkreisförmige Mulden, an deren tiefstem Punkt die V-förmige Erosionskerbe des Baches beginnt. Man findet solche Ursprungsdellen in grosser Zahl unmittelbar südlich der Kulminationslinie. Jeder einzelne Seitenbach beginnt mit dieser auffälligen Form. Offenbar handelt es sich heute um tote Formen, in denen die Solifluktion nicht mehr tätig ist, denn an einigen Stellen wurden Höfe und Dörfer hineingebaut. So liegt zum Beispiel das Dörfchen Dellen nördlich Grosbous im obersten Abschnitt einer solchen Delle. Nach den Darlegungen von J. Büdel ist ihre Entstehung auch ins eiszeitliche Klima zu stellen.

Neben diesen Ursprungsdellen findet man viele langgezogene Dellentälchen, welche die ganze Fallzone in einzelne Wellen aufgliedern und bis zu den heutigen Längstalböden hinunter reichen.

Alle diese Formen zeigen uns, dass die Denudation einen wesentlichen, wahrscheinlich sogar den grössten Teil an der Abtragungsarbeit der mesozoischen Schichten der Fallzone leistete.

J. Büdel bezeichnet alle diese Formen als fossil, d. h. sie entstammen dem eiszeitlichen Klima. Da die Dellentälchen bis zum Boden der Längstäler reichen, können diese also nicht jünger als spätpleistozän sein, was mit unserer Datierung im Anschluss an die Moselterrassen übereinstimmt. Die ganze Fallzone, wie sie sich heute präsentiert, ist also im wesentlichen ein pleistozäner Formenkreis, der im Holozän nur ganz geringfügige Veränderungen erfahren hat. Die gesamte Abtragung der mesozoischen Schichten, die im frühen Pleistozän noch über die Kulminationslinie hinausreichten, wird verständlich, wenn man berücksichtigt, dass die Abtragung durch Solifluktion während des eiszeitlichen Klimas in diesem periglazialen Gebiet unverhältnismässig kräftiger war als heute, wo sie praktisch null ist.

b) Die Freilegung der prätriadischen Rumpffläche.

Die von Triasschichten überdeckte Oberfläche des devonischen Grundgebirges haben wir als fossile prätriadische Rumpffläche bezeichnet. Sie ist von einigen, die Fallzone entwässernden Tobeln angeschnitten, sodass ihre Neigung an mehreren Stellen eingemessen werden kann.

M. Lucius hat nachgewiesen (17 und 18), dass die Neigung der fossilen Rumpffläche gleich derjenigen der Devonoberfläche bis zur Kulminationslinie ist, d. h. es handelt sich um dieselbe Rumpffläche, die unten noch fossil, in den obern Partien von der Triasbedeckung befreit ist.

Zum gleichen Schlusse müssen wir aus den Erkenntnissen des vorangehenden Kapitels gelangen, wo wir gesehen haben, dass der Abtrag der Triasschichten ins Pleistozän fallen muss. Diejenigen Schichten, die der Erosion und Denudation zugänglich waren, wurden abgetragen, während die bedeutend widerständigeren Gesteine des devonischen Grundgebirges erhalten blieben. Auf ihnen ist die chemische Erosion praktisch unwirksam, die Flusserosion und Dellenbildung vermochte die alte Oberfläche nur teilweise zu zerstören (siehe Tafel III).

Die prätriadische Rumpffläche steigt also im nördlichen Gutland in einem Winkel von ca. 1° an, ist an der Aufkippungsachse der Fallzone aufgebogen zu einer Neigung von durchschnittlich $3-4^\circ$, taucht unter der mesozoischen Bedeckung hervor und geht über in einen flachen Längsrücken, die Kulminationslinie. Wo müssen wir die alte Peneplain nördlich dieser Linie suchen?

Zur Zeit der Anlage des Niveaus von Bürden lag die südliche Oeslinghochfläche gegenüber der Aufkippungsachse noch 125 m tiefer als heute. Damals hat die mesozoische Bedeckung noch über die Stelle der Kulminationslinie auf den südlichen Teil der devonischen Hochfläche hinaus gereicht. Die nachfolgende starke Aufkippung verstärkte die Erosionstätigkeit. Ihr fiel die jüngere Oeslingbedeckung zum Opfer. Es ist aber ausgeschlossen, dass die Erosions- und Denudationsvorgänge zu einer Einebnung der devonischen Gebirgsoberfläche führen konnten; das starke Gefälle zum Gutland hin förderte vielmehr die Zerschneidung des Rumpfes. Wenn wir heute aber trotzdem eine Einebnungsfläche, die Oeslinghochfläche, vorfinden, so ist das nur so erklärbar, dass diese Peneplain schon vor der relativen Hebung des Oeslings gegenüber dem Gutland bestanden haben muss, also zu einer Zeit, als noch mesozoische Schichten über ihr lagen. Es muss sich somit in der südlichen Oeslinghochfläche um die prätriadische Rumpffläche handeln. Diese biegt längs der Kulminationslinie leicht gegen Norden fallend ein, wie uns die entsprechenden Verbiegungen der Flussterrassen gezeigt haben, und zieht dann praktisch horizontal über das südliche Oesling hinweg (das mittlere und nördliche Oesling liegt ausserhalb unseres betrachteten Gebietes).

Wir haben den Befund von M. Lucius (17, p. 127) bestätigt, dass die prätriadische Rumpffläche an einer leichten, flexurartigen Verbiegung, deren Mittelschenkel die Fallzone bildet, emporsteigt und in die Oeslinger Hochfläche übergeht.

c) Junge Bewegungen und herzynische Leitlinien.

Wir finden in unserem Untersuchungsgebiet eine wichtige herzynische Leitlinie, den Sattel von Givonne, der in WSW—ENE-Richtung das südlichste Oesling durchquert. Die Achse der Antiklinale verläuft nach M. Lucius (23, p. 134) südlich Perlé, nördlich Rambrouch und Grevels, südlich Heiderscheid, durch den Fuslai-Sporn, zieht dann nördlich Brandenburg und Vianden in die südeifeler Schwelle über.

Im Osten werden neben dem Hauptsattel von Vianden noch Nebensättel unterschieden. Einer zieht südlich Bivels gegen Grafenstein, Ronnenbesch, nördlich Lipperscheid und Bourscheid durch, wo er sich mit dem Hauptsattel von Vianden vereinigt.

Diese tektonische Leitlinie fanden wir auch in den Terrassenverbiegungen im Sauer- und Oortal. Der herzynische Sattel ist also im Pleistozän wieder aufgelebt und wird von den beiden Flüssen antezedent durchbrochen. Die Sattelachse fällt auch genau zusammen mit der topographischen Kulminationslinie, sodass wir mit M. Lucius (16, p. 129) zum Schluss kommen, dass es sich bei der oberpliozän-pleistozänen Aufkippung der Fallzone und der Anlage der Kulminationslinie um das posthume Aufleben des herzynischen Sattels von Givonne handelt, der sich asymmetrisch, im Querschnitt flexurartig, gehoben hat.

D. ZUSAMMENFASSUNG DER HAUPTERGEBNISSE.

Die Flussterrassen von Sauer, Wark und Our zeigen junge, flexurartige Verbiegungen, die heute noch nicht zur Ruhe gekommen sind. Sie setzten frühestens im obern Pliozän ein und schufen den morphologischen Gegensatz zwischen Oesling und Gutland, die an einer Fallzone von einander getrennt sind. Die untere Scharnierlinie der Aufkippung zieht über Bettel, Erpeldingen, Warken, Niederfeulen und Pratz. Das obere Scharnier der Flexur fällt zusammen mit der topographischen Kulminationslinie des südlichen Randes der Oeslinger Hochfläche. Senkrecht zu diesen Achsen liegen Quersättel und -mulden.

Die Aufbiegung folgt dem Sattel von Givonne, einer herzynischen Leitlinie, stellt also eine posthume Bewegung dar.

Die Lösungen unserer Problemstellung auf Seite 8 lauten nun folgendermassen :

Die Oberfläche des devonischen Grundmassives ABG (Fig. 1) stellt eine morphogenetisch einheitliche Fläche, die postherzynisch-prätriadische Rumpffläche dar, die von den oberpliozän-pleistozänen Bewegungen verbogen worden ist. Die Fläche EF ist eine Schichtterrasse der Schichtstufenlandschaft des Gutlandes, sie stellt eine Denudationsoberfläche dar, ist nicht Rest einer fluviatilen Einebnungsfläche. Der Abfall DE ist die dazugehörige Schichtstufe. Die Oberfläche CD ist ebenfalls eine Denudationsoberfläche, die in ihrer heutigen Form aus dem späten Pleistozän stammt. Die mesozoischen Schichten reichten noch im frühen Pleistozän über die heutige Kulminationslinie B hinaus nach Norden. Ihr Abtrag fällt in die jüngste Zeit der morphologischen Entwicklung und ist hauptsächlich den diluvialen Denudationsvorgängen zuzuschreiben.

LITERATUR.

1. BÆCKERROOT G. — Sur l'existence de la Pierre de Stonne entre la Meuse et la Moselle. Annales de la Société Géologique du Nord. t. 54, Lille, 1929.
2. — Les niveaux d'érosion tertiaires de l'Ardenne. Bull. de l'Ass. de Géographes Français. Nr. 52. Paris, 1931.
3. — Les principaux traits du relief du Grand-Duché de Luxembourg. Ass. Française pour l'Avancement des Sciences. Congrès de Nancy, 1931.
4. — Le remblaiement de la dépression périphérique de l'Oesling par le Cailloutis de la Wark. Ass. de Géographes Français. Nr. 121. Paris, 1939.
5. — Oesling et Gutland. Morphologie du Bassin ardennais et luxembourgeois de la Moselle. Colin, Paris, 1942.
6. — Problèmes de Morphologie ardennaise et lorraine. Société de Géographie de Lille, 1943.
7. BUEDEL J. — Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geolog. Rundschau, Bd. 34, Heft 7/8, Stuttgart, 1944.
8. DIETRICH B. — Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf. Verh. d. Naturhist. Vereins der preuss. Rheinlande und Westfalens. 67. Jg., 1910.
9. FLOHN H. — Beiträge zur Talgeschichte Luxemburgs I. Archive des Grossh. Luxemburgischen Institutes, naturwissensch.-mathemat. Sektion. Jg. 1936, Bd. 14.
10. HEGENSCHIEDT A. — Mogelijke aftappingen in de Warkvallei (GH. Luxemburg), Tijdschrift van de Belgische Vereeniging voor Aardrijkskundige Studies, December 1931 (résumé français).
11. HEUERTZ M. — Les Profils fluviatiles en long du réseau de la Sûre. Archives, Nouvelle série, 1948—49, t. 18, de l'Institut Grand-Ducal de Luxembourg.
12. LEPLA A. — Das Diluvium der Mosel. Ein Gliederungsversuch. Jb. d. Preuss. Geolog. Landesanstalt zu Berlin. 31. Bd., H. 2. Berlin, 1911.
13. — Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. Jb. d. Preuss. Geolog. Landesanstalt, Bd. 45, Berlin, 1924, posthum.
14. LUCIUS M. — Die Tektonik des Devons im Grossherzogtum Luxemburg. Diss. Zürich. Luxemburg, 1912.
15. — Die Geologie Luxemburgs und ihre Beziehung zu den benachbarten Gebieten. Veröffentlich. des Lux. Geol. Dienstes, Bd. I. Luxemburg, 1937.
16. — Über das Alter der Oeslinger Rumpffläche. Beiträge zur Geologie von Luxemburg, Bd. II. Luxemburg 1940.
17. — Der Werdegang des Luxemburger Sedimentationsraumes seit dem Ausgang des Paläozoikums. Jubiläumsband der Gesellschaft Luxemburger Naturfreunde. Luxemburg, 1940.
18. — Die Ausbildung der Trias am Südrande des Oeslings. Beiträge zur Geologie von Luxemburg, Bd. III. Luxemburg, 1941.
19. — Die Luxemburger Minetteformation und die jüngern Eisenerzbildungen unseres Landes. Beiträge zur Geologie von Luxemburg, Bd. IV. Luxemburg, 1945.
20. — Das Gutland. Erläuterungen zur Geologischen Karte Luxemburgs. Bd. V. Luxemburg, 1948.

21. LUCIUS M. — Entstehung und Entwicklung des Luxemburger Flusssystem. Bulletin der Ges. Lux. Naturfreunde. Luxemburg, 1949.
22. — Tektonik und Oberflächenformen des Gutlandes. Bulletin der Ges. Lux. Naturfreunde. Luxemburg, 1949.
23. — Das Oesling. Erläuterungen zur Geologischen Karte Luxemburgs. Bd. VI. Luxemburg, 1950.
24. PENCK W. — Die Morphologische Analyse. Geogr. Abhandlungen. 2. Reihe, Heft 2. Stuttgart, 1924.
25. REICHRATH J. — Beiträge zur Morphologie und Morphogenese des Flussgebietes der mittleren und unteren Saar. Decheniana. Verh. des Naturhist. Vereins der Rheinlande und Westfalens. 96. Bd., Bonn, 1937.
26. SCHEIDIG A. — Der Löss und seine geotechnischen Eigenschaften. Th. Steinkopff, Dresden-Leipzig, 1934.
27. SCHMITTHENNER H. — Die Oberflächenformen der Stufenlandschaft zwischen Maas und Mosel. Geogr. Abhandlungen, 2. Reihe, Heft 1. Stuttgart, 1923.
28. — Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung. Ztschr. f. Geomorphologie, Bd. 1, Heft 1. Leipzig, 1925.
29. — Probleme der Stufenlandschaft. Hermann Wagner Gedächtnisschrift. Erg. Heft Nr. 209 zu Pet. Mitt. Gotha, 1930.
30. STEVENS CH. — Le Relief de la Belgique. Mém. de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain. t. 12. Louvain, 1938.
31. ZEPP J. — Morphologie des Kylltales. Verh. des Naturhist. Vereins der Rheinlande und Westfalens. Jg. 90. Bonn, 1933.

Benützte Karten :

32. topographische : Karte von Hansen. 1:50 000. Ed. Institut Cartographique National, Paris, Montauban.
33. geologische : Geologische Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Grossherzogtums Luxemburg, aufgenommen von L. van Werveke, Strassburg, 1886. 1:80 000.
34. — M. Lucius : Carte géologique de Luxembourg. Feuilles No 1 à 7 au 1:25 000 ; la feuille No 8 au 1:50 000.

INHALTSVERZEICHNIS.

a) Text

A. EINLEITUNG	7
I. DAS ARBEITSGEBIET	7
II. GEOLOGISCHER UEBERBLICK	8
III. PROBLEMSTELLUNG UND ERGEBNISSE BISHERIGER MORPHOLOGISCHER ARBEITEN	8
B. DIE EINZELNEN FORMELELEMENTE	11
I. DIE HOCHFLAECHEN	11
a) Die Oeslinger Rumpffläche	11
b) Die Fallzone	11
c) Die fossile prätriadische Rumpffläche	13
d) Die Hochflächen des nördlichen Gutlandes	13
II. DIE TÄLER	14
a) Die Flussterrassen der Sauer	14
b) Die Flussterrassen der Our	23
c) Die Flussterrassen der Wark von Niederfeulen bis Ettelbrück	25
d) Die übrigen Entwässerungslinien	27
C. MORPHOGENESE	28
I. DATIERUNG DER FLUSTERRASSEN	28
II. JUNGE TEKTONISCHE BEWEGUNGEN IM BILDE DER FLUSTERRASSENPRO- FILE	31
III. DAS ENTWÄSSERUNGSNETZ	34
a) Die Warkanzapfung	34
b) Die ehemalige Bedeckung von Fallzone und südlicher Oeslinger Rumpffläche	36
c) Die Entstehung des Flusssystems im Bereich der Fallzone	37
IV. MORPHOGENESE DER FALLZONE	38
a) Abtragung der mesozoischen Schichten	38
b) Die Freilegung der prätriadischen Rumpffläche	40
c) Junge Bewegungen und herzynische Leitlinien	41
D. ZUSAMMENFASSUNG DER HAUPTERGEBNISSE	42
LITERATUR	43

b) Illustrationen.

FIGUREN IM TEXT.

Fig. 1. Querschnitt durch die Fallzone bei Grosbous	8
Fig. 2. Kornverteilung in Summationskurven	20
Fig. 3. Flussprofil von Rodbach und Wark vor und nach der Anzapfung	35

ABBILDUNGEN UND TAFELN IM ANHANG.

- Abb. 1. Blick vom Napoleonsgarten gegen Norden.
- Abb. 2. Blick über Schloss Bourscheid gegen Michelau.
- Abb. 3. Felssporn « Fuslai » unterhalb Schloss Bourscheid.
- Abb. 4. Sporn von Lipperscheid.
- Abb. 5. Sauertal bei Schlindermanderscheid.
- Abb. 6. Die Fallzone bei Brandenburg.
- Abb. 7. Warktal bei Niederfeulen.
- Abb. 8. Warktal bei Welscheid.
- Abb. 9. Die Fallzone bei Bürden.
- Abb. 10. Bleestal bei Brandenburg.
- Abb. 11. Die Fallzone bei Landscheid.
- Abb. 12. Panorama der Fallzone von « Larend » aus.
- Abb. 13. Panorama der Sauerterrassen von Bürden bis Hardt.

Anmerkung. Sämtliche Abbildungen sind nach eigenen Aufnahmen angefertigt und wurden erstmals bei M. Lucius (23) veröffentlicht.

Tafel I. Karte der Flussterrassen.

Tafel II. Längsprofile der Flussterrassen.

Tafel III. Morphologische Uebersichtskarte der Luxemburger Ardennen — Fallzone.

CURRICULUM VITAE.

Ich, Max Steffen, von Winterthur, wurde am 23. April 1924 in Winterthur geboren. In den Jahren 1939—1943 besuchte ich die Lehramtsabteilung der Oberrealschule in Winterthur, die ich mit dem Maturitätszeugnis verliess. 1943—45 absolvierte ich den Lehramtskurs am Kant. Oberseminar in Zürich und erhielt das Fähigkeitszeugnis als Zürcher Primarlehrer. Vom Frühjahr 1946 bis Frühjahr 1951 war ich mit Ausnahme des Sommersemesters 1948 an der Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich immatrikuliert. Ich bestand Examina in den Fächern Geographie, Geologie, Zoologie, Physik und Mathematik. Im Frühjahr 1948 erwarb ich das Fähigkeitszeugnis als Zürcher Sekundarlehrer. Die vorliegende Dissertation entstand unter Leitung von Herrn Prof. Dr H. Bäsch.

Ich besuchte Vorlesungen und Kurse bei den Herren Professoren H. Bäsch, J. J. Burckhardt, R. Fueter †, P. Götz, H. Gutersohn (E.T.H.), E. Hadorn, A. Jeannet, J. Lugeon (E.T.H.), E. Meyer, R. Staub, H. Steiner, A. Steinmann, H. Stettbacher, H. Suter (E.T.H.), C. Troll, K. Weber und W. Zimmerli, sowie bei den Herren Privatdozenten H. Gloor, W. Guyan und K. Suter.

DIESER BAND
WURDE IN DER HOFBUCHDRUCKEREI
VICTOR BUCK, G. M. B. H. LUXEMBURG
AM 30 APRIL 1951 FERTIGGESTELLT



Abb. 1. Blick vom Napoleongarten gegen Norden über Heispelt und die Oeslinger Hochfläche (Datum der Aufnahme: 25. 8. 1949).



Abb. 2. Blick von Bourscheid über die Schlossruine auf das Sauerthal mit Michelau. Über den Häusern die obere Mittelterrasse. Die Fallzone sinkt nach rechts (S) ein. Im Hintergrund die Schichtstufen des Gutlandes. (8. 9. 1949).



Abb. 3. Blick vom Felssporn „Fuslai“ unterhalb Schlossruine Bourscheid in das Sauertal beim Schwimmbad Bourscheid. Rechts Lipperscheid. (13. 9. 1949).



Abb. 4. Blick von der „Kanzel“ östlich Bourscheid auf den Sporn von Lipperscheid. Rechts der Fuss des Fuslai-Sporns. Im Vordergrund rechts die prächtige Flussterrasse der ob. MT., bei Lipperscheid das Niveau der unt. HT. und der zirkusartige Prallhang. Im Hintergrund die Oeslinger Hochfläche mit Speer links und Flehbourberg rechts. (8. 9. 1949).



Abb. 5. Standort: Strasse Bourscheid-Goebelsmühle, 500 m WNW Bourscheid. Blick gegen Norden auf den Sporn des Fischeiderhofes (rechts) und die obere Hauptterrasse bei Schlindermanderscheid. Im Hintergrund die Oeslinger Hochfläche mit den Dörfern Hoscheid (Bildmitte) über dem Tobel des Schlinderbaches und Merscheid (rechts). (15. 9. 1949)



Abb. 6. Blick von der Strassenkehre nördlich Klosdelt gegen Osten über die Fallzone beim Tandelberg. Sie ist durchschnitten vom Tal der Blees. In der Bildmitte: Dorf und Schlossruine Brandenburg. (2. 9. 1949).



Abb. 7. Blick vom Lopert gegen Norden in das Warktal unterhalb Niederfeulen. Die Wark wendet sich aus ihrem greisenhaften Tal (links) nach Norden, um in einer engen Schlucht das Devon der Fallzone zu durchqueren. Über dem Dach der alten Mühle sieht man eine Flussterrasse (unt. HT.). (21. 8. 1949).



Abb. 8. Standort: Strasse zwischen Bürderberg und Bourscheid. Blick gegen Westen in den nördlichsten Abschnitt des Oeslinger Warklaufes bei Welscheid. An beiden Talhängen sind Flussterrassen ausgebildet. Links das Windhof-Plateau, dahinter die Muschelkalkcuesta, die das Merziger Warktal seitlich flankiert. Rechts steigt die Fallzone gegen Scheidel und Kehmen hinauf. (15. 9. 1949).

Abb. 9. Standort 1 km südlich Bürden. Blick gegen Norden über die Fallzone bis zum Flehbour, über die in sie eingesenkten Täler bei Bürden und die Sauerschlucht beim Bördenerhals hinweg. (14. 9. 1949).



Abb. 10. Blick vom Schloss Brandenburg das Bleestal abwärts. (3. 9. 1949).



Abb. 11. Blick vom Kippenhof über die nach rechts (S) geneigte Fallzone. Beim Zusammenfluss der mit Lohhecke bestandenen Täler in der Bildmitte liegt Brandenburg. Links: Landscheid. (2. 9. 1949).





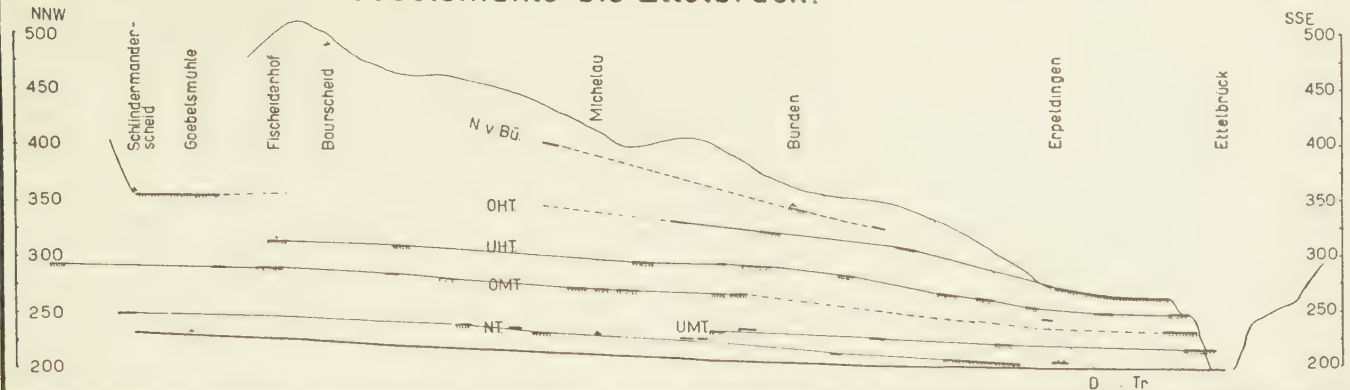
Abb. 12. Standort „Larend“ nördlich Niederfeulen. Blick gegen Osten über die nach rechts (S) einfallende Fallzone. Links: Scheidel, dahinter Bourscheid. Mitte: Blick über die Sattel des Langerschleid und Bürderberg. Rechts: über den obersten Hängen der Warkschlucht das Plateau Windhof, im Hintergrund die Schichtstufe des Muschelkalkes. (9. 9. 1949).



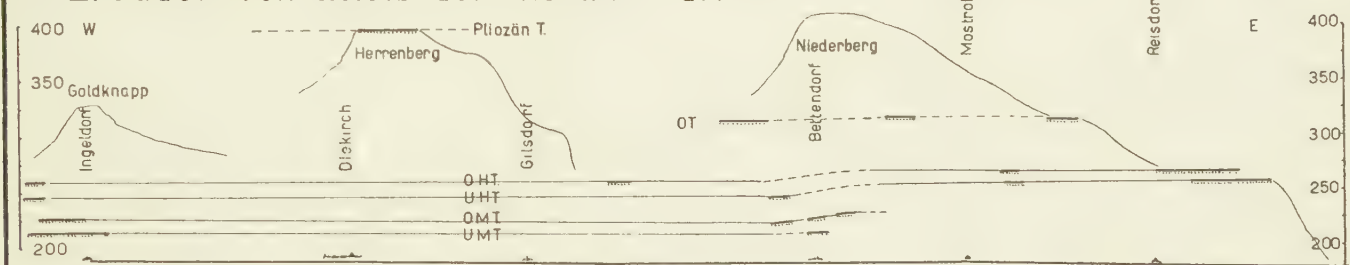
Abb. 13. Standort über dem linken Talhang der Sauer 1,2 km nördlich Erpeldingen. Blick gegen Westen. Links der bewaldete Osthang der Hardt-Terrasse (ob. Hauptterrasse), dahinter die Cuesta des Lopert. Rechts Bürden und der oberste Abschnitt des Bürdenerhalses, im Hintergrund Bourscheid. Die Sauer schnitt ein Querprofil in die Fallzone und hinterliess mehrere Terrassen. Auf der linken Bildhälfte einige Erosionsgesimse im Devon (unt. und ob. H. T.). Vor den Häusern rechts das Niveau von Bürden. (12. 9. 1949).

LÄNGSPROFILE DER FLUSSTERRASSEN.

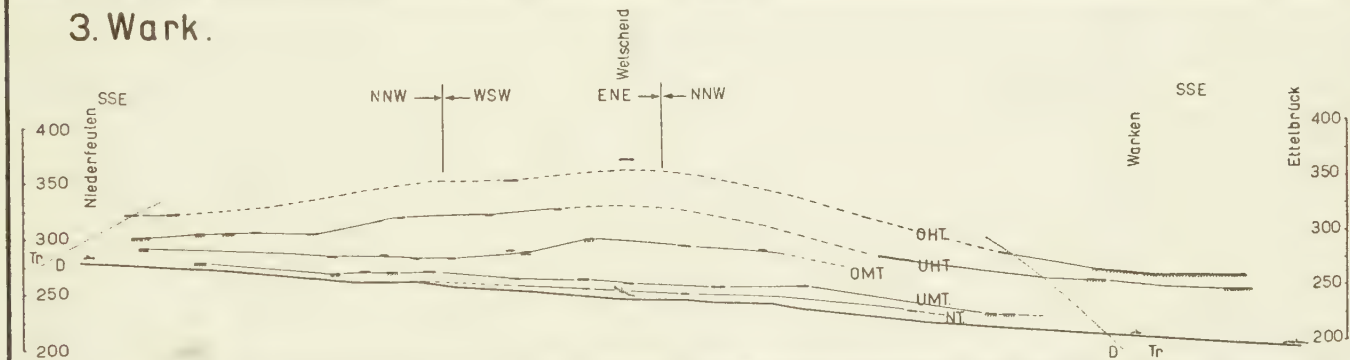
1. Sauer von Goebelsmühle bis Ettelbrück.



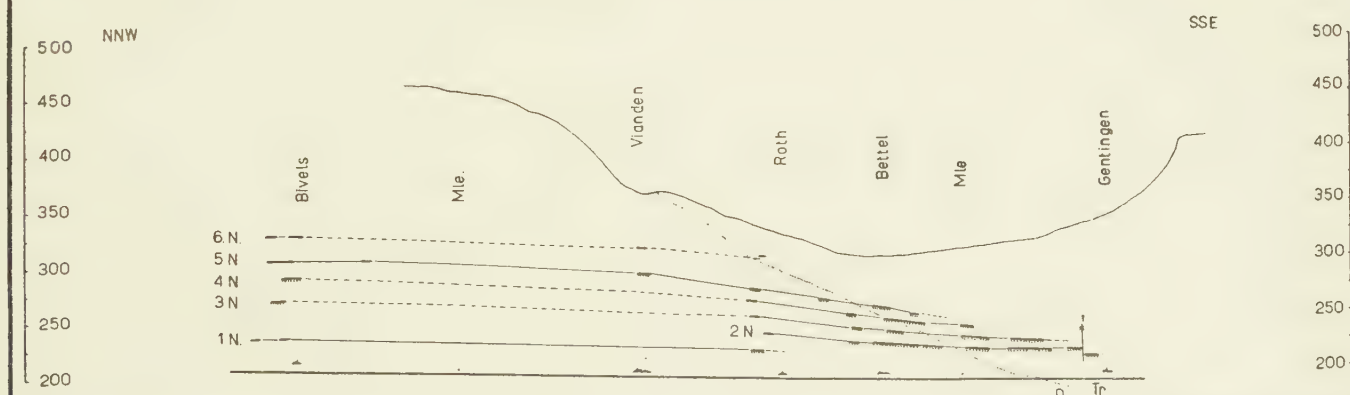
2. Sauer von Ettelbrück bis zur Our.



3. Wark.



4. Our von Bivels bis Gentingen



Längen: 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 km

Legende:

- Terrasse ohne Fluss-Schotter
- Terrasse mit Fluss-Schotter
- Grenzfläche
- D Tr Devon - Trias
- NT - Niederterrasse
- UMT - unt. Mittelterrasse
- OMT - ob. Mittelterrasse
- UHT - unt. Hauptterrasse
- OHT - ob. Hauptterrasse
- OT - Oberterrasse

Morphologische Übersichtskarte der Luxemburger Ardennen - Fallzone.





